

Климатология

Допущено Государственным Комитетом СССР
по народному образованию в качестве учебника
для студентов высших учебных заведений, обу-
чающихся по специальности „Метеорология“



Ленинград Гидрометеониздат 1989

О. А. Прохоров, В. А. Рашкин, Н. В. Кобышева, А. И. Гейнман, Н. К. Савицкая,
В. П. Микоманов

Рецензенты:

д-р геогр. наук, проф. Н. В. Кобышева (Главная геофизическая обсерватория
им. А. И. Воейкова),
кафедра климатологии и охраны атмосферы Ленинградского гидрометеорологического
института (заведующий кафедрой д-р физ.-мат. наук, проф. Л. Т. Матвеев)

Научные редакторы:

д-р геогр. наук, проф. О. А. Прохоров,
д-р геогр. наук, проф. Н. В. Кобышева

Излагаются общие вопросы климатологии, физические процессы, формирующие тот или иной тип климата в различных районах земного шара. Рассматриваются радиационные и циркуляционные факторы климата, влияние океанов и материков на климат, классификация климатов. Наиболее подробно освещаются вопросы, связанные с изменениями и колебаниями климата, с антропогенными воздействиями на климат.

Для студентов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов, специалистов-метеорологов и климатологов.

In the text book "Climatology" general aspects of climatology and of physical processes forming a certain type of climate in different regions of the world are presented as well as radiation and circulation climate factors, the influence of oceans and continents on climate, climate classification. A detailed explanation on climate variations and fluctuation and anthropogenic effects is given.

For students of hydrometeorological institutes, geographic departments of universities, expertsmeteorologists and climatologists.



206021

К 1805040400-131
069(02)-89 27-88

ISBN 5-286-08528-9

© Гидрометеоиздат, 1989.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий учебник составлен с учетом утвержденной программы курса климатологии, читаемого в гидрометеорологических институтах. Однако он может использоваться и для изучения курса климатологии на географическом факультете университетов, имеющих специализацию „метеорология“. Учебник предназначен для подготовки с его помощью квалифицированных специалистов-климатологов, а также для знакомства с климатологией лиц, подготавливаемых по другим метеорологическим специальностям. Он может быть использован не только студентами, но и аспирантами.

Предшествующее издание курса относится к 1952 г. Последние десятилетия характеризуются бурным развитием климатологии, что объясняется прежде всего возросшим влиянием окружающей среды и антропогенных процессов в ней, прогрессирующего обезлесивания и опустынивания на жизнедеятельность человеческого общества. Особенно важной роль климата стала вследствие растущего осознания ограниченности природных ресурсов и необходимости их сохранения.

В данном учебнике вводится понятие климатической системы, рассматривается взаимодействие океана и атмосферы, особенно в области энергоактивных зон, показано климатическое значение этих сред в их взаимодействии. В отличие от предыдущих учебников представлены поля температуры, влажности и облачности, дан их анализ, что позволяет более наглядно проиллюстрировать действие климатообразующих факторов.

По-новому освещены в учебнике вопросы изменения климата. В последнее время резко увеличилась информация о климатах прошлого, и поэтому в учебнике речь идет не о гипотезах эволюции климата, а об условиях его формирования в геологические и послеледниковые эпохи. Некоторые спорные проблемы, например влияние на климат солнечной активности, только обозначаются, но не излагаются подробно. Впервые рассматривается вопрос об антропогенных изменениях климата, ставший весьма актуальным в последнее десятилетие.

Разделы, посвященные мезо- и микроклимату, строятся на современных достижениях в области физики пограничного слоя.

Все это определило внедрение в климатологию более совершенных физико-математических методов исследования, разработку более сложных моделей климата, применение современных теории и практики вычисления, позволивших раздвинуть рамки сферы, внутри которой проводится исследование природных процессов.

В учебнике нашли отражение современные воззрения на климат как на статистический ансамбль состояний, проходящих климатической системой. Основное внимание уделено изучению процессов, протекающих во внутренней климатической системе (подсистеме), т. е. атмосфере. Введен новый раздел о методике климатологической обработки в соответствии с программой курса климатологии, читаемого в гидрометеорологических институтах.

При составлении настоящего учебника авторы использовали результаты мирового опыта изучения климата и прежде всего Всемирной климатической программы.

Естественно, что охватить всю современную климатологию с большой степенью подробности допустимый объем курса не позволяет. Например, не изла-

Предисловие

гаются вопросы прикладной климатологии, так как они могут явиться предметом специального курса. Из раздела мезо- и микроклимата редакторы сочли целесообразным исключить формулы, описывающие процессы турбулентного тепло- и влагообмена в пограничном слое воздуха, так как эти сведения читатель может получить из курса физики атмосферы Л. Т. Матвеева, из книги Л. С. Орленко.

Учебник состоит из введения и восьми глав.

Введение, написанное ранее совместно проф. О. А. Дроздовым и проф. Е. С. Рубинштейн, доработано О. А. Дроздовым. Главы 6, 8 и раздел 1.5, кроме 1.5.5, написаны О. А. Дроздовым, при участии Г. И. Мосоловой; разделы 1.1, 1.2, 1.4, 1.6.3 — проф. Н. В. Кобышевой; разделы 1.3, 1.5.5, 1.6.1 и 1.6.2 — доцентом В. А. Васильевым; главы 2 и 4, за исключением раздела 4.8, — проф. Е. П. Искольским; глава 3 и раздел 4.8 — проф. А. М. Раевским; главы 5 и 7 — доцентом Л. К. Смыкаловой; предисловие — О. А. Дроздовым и Н. В. Кобышевой.

Авторы и редакторы выражают глубокую признательность проф. Л. Т. Матвееву, читавшему учебник на различных стадиях его подготовки и сделавшему ряд замечаний и предложений, проф. Е. П. Борисенкову, предоставившему для учебника наиболее важные результаты своих работ, канд. физ.-мат. наук А. В. Кондрачеву, внесшему свои предложения по первой главе учебника.

Авторы также благодарят д-ра физ.-мат. наук Л. Р. Орленко и канд. физ.-мат. наук Н. З. Ариэль за ценные замечания по главе 7, что способствовало ее улучшению.

Профессор О. А. ДРОЗДОВ
Профессор Н. В. КОБЫШЕВА

ВВЕДЕНИЕ¹

В. 1

Основные определения предмета и задач климатологии

В.1.1

Понятие о климате

Учение о климате – климатология – является одной из важнейших частей метеорологии и в то же время частной географической дисциплиной. Предметом климатологии является изучение атмосферных процессов, формирующихся под воздействием астрономических и сложного комплекса физико-географических условий. Эти процессы возникают в основном под действием солнечной радиации, обуславливающей перенос воздуха и его трансформацию в результате обмена теплом и влагой с поверхностью моря и суши. Короткое время (в пределах нескольких часов или суток) процессы в атмосфере протекают автономно. За более длительное время они существенно зависят от притока тепла, и поэтому в каждой области земного шара характер процессов, частота их появления, длительность и порядок смены определяются широтой данного места, временем года, условиями рельефа и такими глобальными факторами, как распределение океанов и суши. Кроме пространственных различий метеорологического режима существенное значение имеет временная изменчивость погоды в пределах одного и того же района в разные годы. Эта изменчивость может быть столь значительной, что за ее пределами лежат лишь такие крупные различия, как разность температур между тропическими и полярными странами¹ или различия в количестве осадков между пустынями и влажной экваториальной зоной. Изменчивость метеорологических условий отдельных лет особенно велика в умеренных и высоких широтах и зависит от условий атмосферной циркуляции. Наличие столь больших ежегодных колебаний режима погоды приводит к тому, что закономерности географического распределения атмосферных процессов выявляются достаточно четко только при рассмотрении данных за длительный период времени. При этом радиационный режим Земли зависит не только от изменений светимости Солнца и колебаний элементов земной орбиты, но и от эволюции состава атмосферы в геологическом прошлом и от деятельности человека. Чтобы активно воздей-

¹ Написано О. А. Дроздовым совместно с Е. С. Рубинштейн.

ствовать на климат, человек должен изменить по крайней мере одно излагаемых этого комплекса. В настоящее время антропогенная деятельность уже может являться одной из причин изменения климата. Деятельность человеческого общества (вырубка леса, эрозия почвы в связи с хищнической эксплуатацией земли, загрязнение атмосферы вследствие работы промышленности, транспорта, ветровой эрозией — черные бури и т. п.) в течение тысячелетий стихийно вела к изменению климата.

Климат данной местности можно определить как характерный для нее многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, ее преобразованиями в деятельном слое земной поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы и океанов. В разное время различными учеными климат определялся неодинаково. Древние греки, учитывая шарообразность Земли, объясняли климат наклоном солнечных лучей к земной поверхности (κλίμα), т. е. широтой. Они делили земной шар на ряд поясов по продолжительности дня, связанной с той же широтой.

В средние века эти исследования были забыты, но было установлено, что помимо широты места на климат влияют и другие важные факторы. По А. Гумбольдту (1831), с которого начались современные определения климата, климат — все изменения в атмосфере, воздействующие на органы чувств, „важные не только для лучеиспускания Земли, органического развития растений и созревания плодов, но и для самочувствия и всего душевного настроения человека“. Другими словами, здесь климат определяется как совокупность метеорологических явлений, существенная для физических и биологических процессов. Определение климата как совокупности явлений и процессов в атмосфере или погод встречалось у многих авторов и дошло до настоящего времени. В разных вариантах оно встречается у Ю. Ханна и А. И. Воейкова, Т. А. Любославского, И. В. Фигуровского, А. Геттнера, отчасти у Х. Мона, Е. Е. Федорова, С. А. Сапожниковой и др. Позднее, по-видимому, через Кетле и Х. Мона, многие ученые стали определять климат как среднее состояние атмосферы (или среднюю погоду). Этому отдали дань Ю. Ханн, А. И. Воейков, Т. А. Любославский, В. Кёппен, Л. С. Берг. Такое определение за рубежом встречается до сих пор. Однако многие ученые, как видно из предыдущего, пользовались обоими типами определений даже в одной и той же книге (Ханн).

Климат как атмосферный процесс (крутоворот, среднее течение

погоды, борьба между воздушными течениями и т. д.) определялся Н. И. Дове (1837), Фишроем (1865), Д. Лачиновым, Т. Бержероном, В. Н. Оболенским. Определение климата как режима погоды, появилось с 40-х годов XIX в. (В. Н. Оболенский, Б. П. Алисов и др.). Близкими к нему будут понятия о климате как круговороте (Лачинов, 1895), закономерной совокупности или последовательности погод (С. А. Сапожникова, Б. П. Алисов, Е. С. Рубинштейн и др.). Есть еще определения, стоящие особняком, как, например, определение П. И. Колоскова: климат есть метеорологический компонент географической среды. Это определение ценно тем, что оно рассматривает климат как географический объект, что в определениях других авторов почти не встречается. Однако остается необъясненным общее понятие географической среды и компонентов. Вероятно, понятнее было бы Колоскову назвать климат „географией погод“, аналогично „географии морей“, „географии почв“ и т. д.

Довольно своеобразно определил климат Л. С. Берг: „Под климатом следует понимать среднее состояние разных метеорологических явлений (или атмосферных процессов, или особенностей воздушных масс), поскольку это среднее состояние сказывается на жизни растений, животных и человека, а также на типе почвенного покрова. Было бы несколько необычно говорить о климате до появления жизни на Земле. Климатология не считается с теми физическими процессами, которые, насколько известно, не оказывают воздействия на организмы и на типы почвообразования“. Это определение, как ни странно для географа, метеорологическое, а не географическое; правда, Л. С. Берг рассматривает лишь прикладное значение климата для географии. Какие стороны деятельности атмосферы не оказывают влияния на биологические объекты – неясно до сих пор, и круг таких процессов непрерывно сужается. Кроме биологических существуют еще процессы выветривания, которые действовали не только до появления жизни, но и сейчас – в полярных или тропических пустынях, в условиях, где роль биогенных факторов (кроме состава самой атмосферы) ничтожна.

До появления жизни на Земле и до формирования органических соединений и грунтов тоже существовал какой-то климат. Развитие теории формирования климата потребовало количественного учета взаимодействий процессов в атмосфере, океане, суше и ледяных покровах земного шара, в связи с чем стало необходимым введение понятия *глобального климата как ансамбля состояний (или режима) метеорологической составляющей системы атмосфера – океан – суша – криосфера, который она проходит за длительное время (не менее нескольких десятилетий)*. В подобном определении обычное

Введение

В.1. Основные определения предмета и задач климатологии

представление о климате становится учением о локальных климатах, которые в физико-математической теории являются частными проявлениями глобального климата. С позиций же физико-географического подхода „локальные климаты” и есть основной объект изучения, являющийся основной причиной многообразия природных условий. Глобальный климат в географии рассматривается как система климатов земного шара. На подобном определении, считая его единственно правильным, настаивает А. С. Монин. Это определение действительно необходимо, когда исследуется поведение системы атмосфера – суша – океан – полярные льды, но оно выходит за пределы науки об атмосфере и является общей основой для всего комплекса наук о Земле (метеорология, океанология, гляциология, геохимия и т. п.), т. е. становится объектом изучения географии и геофизики в целом и даже геологии с привлечением данных сопредельных наук. Между тем классический объект климатологии – проявление метеорологических факторов в конкретных природных условиях и взаимодействие с ними – отнюдь не становится менее актуальным. Переход же от глобальной системы к локальным географическим условиям, несмотря на всю современную технику, трудоемок и неточен, поэтому понятия „глобальный” и „локальный” климат на данном этапе развития науки должны определяться и изучаться самостоятельно, с учетом, однако, связей между ними. Эти определения даны выше и выделены курсивом.

В.1.2

Понятие о микроклимате

Основные преобразования солнечной энергии происходят вблизи подстилающей поверхности почвы или воды в слое ниже поверхности растений, называемом деятельным слоем (или условно деятельной поверхностью). Неоднородность строения этого слоя ведет к различиям метеорологического режима, которые даже в близкорасположенных пунктах иногда весьма значительны. Но и в тех случаях, когда особенности деятельной поверхности имеют сравнительно большое горизонтальное протяжение (десяtkи километров), их влияние не может в заметной степени распространиться по вертикали на всю тропосферу и на некоторой высоте воздействия различных участков деятельной поверхности смешиваются. По этой причине характер погоды, зависящей от процессов большого масштаба (адвективные, фронтальные и т. п.), остается одним и тем же над участками с различной деятельной по-

верхностью. Здесь мы имеем дело не с различными типами климата, а с особенностями одного и того же климата.

Местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения деятельной поверхности, называются микроклиматом. В зависимости от масштабов горизонтальной протяженности неоднородностей строения деятельной поверхности некоторые авторы (например, Р. Гейгер, С. А. Сапожникова) кроме микроклимата выделяют еще и местный климат, или мезоклимат (климат лесной поляны, озера и т. п.). Но такое разделение условно и вряд ли целесообразно, ввиду множественности и часто непрерывности масштабов перехода от одних особенностей к другим (это подтверждается и учением о структуре ландшафта). В свою очередь степень проявления микроклимата существенно зависит от макроклимата, например, выхолаживание в котловинах, связанное с застоем холодного воздуха, характерно для ясной, тихой антициклонической погоды, а метелевые переносы — для циклонической. Если подобные типы погоды в данном месте наблюдаются редко, то редко возникают и связанные с ними микроклиматические различия. Вся ли атмосфера является предметом изучения климатологии? Исследуя взаимодействия процессов в поверхностных слоях земного шара, Н. М. Сватков проводит верхнюю границу географической оболочки по границе между так называемой гомосферой, в пределах которой происходит достаточно большой газовый и энергетический обмен между всеми слоями атмосферы, и гетеросферой, процессы в которой автономны по сравнению с условиями у земной поверхности и определяются в основном лучистыми и корпускулярными воздействиями, с чем связаны как ионизация в гетеросфере, так и своеобразный химический состав. Граница между гомосферой и гетеросферой идет примерно по стратопause — выше слоя перемешивания, вызванного поглощением озона на высоте около 50–55 км над Землей. Некоторый резон в ограничении гомосферой области исследования климатологии имеется, однако в гетеросфере еще сохраняется общий с нижележащими слоями климатообразующий фактор — энергия Солнца. Автономию газового состава гетеросферы не следует преувеличивать; учитывая, что масса гетеросферы ничтожна, нет смысла ограничивать приложимость понятия „климат” лишь к нижележащим слоям атмосферы. На других планетах, обладающих более разреженной атмосферой, соотношения могут быть другими, поэтому понятие „климат” нет необходимости ограничивать лишь земными условиями.

В.1.3

Задачи климатологии

Основными задачами климатологии являются:

1. Изучение закономерностей формирования климата как путем эмпирического, так и физического исследования накопленного материала. Оба подхода должны использоваться совместно.
2. Исследование изменения условий формирования, приводящих к изменениям климата и происходящих как естественным путем, так и вызванных деятельностью человека. В этом вопросе ведущее значение приобрели физико-математические модели изменений климатической системы, однако их соответствие реальным условиям и уточнения для конкретных географических условий должны производиться на основании материалов метеорологических наблюдений, а в геологическом прошлом (и в настоящее время при отсутствии наблюдений) – по косвенным индикаторам, достаточно тесно связанным с климатом.
3. Классификация климатов, а также районирование территории для решения практических задач.
4. Характеристика географического распределения климатов (климатография) на основании выявленных закономерностей.
5. Установление закономерностей образования микроклимата и его классификация.
6. Исследование взаимодействия климата с природными факторами, сельским хозяйством и производственной деятельностью человека.
7. Подготовка характеристик климата, необходимых для долгосрочного прогноза погоды, а также для обеспечения народного хозяйства.

В. 2

Краткие сведения по истории климатологии

В.2.1

Организация наблюдений и изучение климата в XVIII в. Роль М. В. Ломоносова

Человечество с незапамятных времен интересовалось вопросами климата, так как с климатом были связаны условия жизни человека и его быт.

Уже в глубокой древности в исторических хрониках, в рассказах о походах и путешествиях освещаются поражавшие людей в те времена факты, что климатические условия не во всех странах одинаковы и что погода бывает подвержена резким изменениям из года в год. В

старинных хрониках мы находим немало сведений о засухах, ливнях и других условиях погоды, приводивших к неурожаю, а также сведений (иногда, правда, фантастических) о климате чужих стран. Иногда, например, грозовая деятельность связывалась с именами мифологических персонажей (Зевс, Илья Пророк).

Погодные условия при возврате греков из-под Трои в образной форме были изложены в „Одиссее“ и таким образом сохранились для потомков. Многие литературные произведения древности давали возможность восстановить погодные условия, сопровождавшие определенные исторические события (как, например, это сделал Б. П. Мультановский).

Эпоху в истории климатологии составило изобретение термометра и барометра (XVI, XVII вв.), но лишь с XVIII в. метеорологические наблюдения приобрели более или менее научный характер. Первоначально наблюдения велись отдельными лицами, в большинстве случаев учеными, которые интересовались метеорологией, и во многих случаях эти наблюдения были непродолжительными. Лишь в крупных городах — Петербурге, Париже, Упсале, Праге, Берлине и Лондоне — наблюдения велись почти без перерывов с начала XVIII в. Наиболее длинный, почти непрерывный ряд инструментальных метеорологических наблюдений в России был начат в Петербурге в 1725 г. академиками только что созданной Петром I Академии наук¹. XVIII в. был веком крупнейших географических открытий, которые оказали большое влияние и на развитие климатологии, так как дали большой материал для изучения климата. По инициативе Петра I была начата первая инструментальная съемка страны. В 1725 г. он же собственноручно написал предписание Берингу построить на Камчатке суда, плыть на них на север вдоль земли и „искать, где она сошлась с Америкой“. Этот вопрос интересовал Петра с точки зрения возможности найти путь через Ледовитый океан в Китай и Индию. Две экспедиции Беринга, продолжавшиеся с 1725 по 1743 г., ознаменованы рядом крупнейших открытий и научных исследований, давших богатый географический, картографический и гидрографический материал. В числе участников этих экспедиций были естествоиспытатель Гмелин и астроном Делиль. Они организовали метеорологические станции в Казани, Екатеринбурге (ныне Свердловск), Тобольске, Енисейске, Томске, Туруханске, Иркутске, Якутске, Селенгинске, Нерчинске. Ряды наблюдений на этих станциях, хотя и не были непрерывными со времени их органи-

¹ Петр I проявил большой интерес к сведениям о погоде и еще в 1722 г. предложил вице-адмиралу Крюйсу каждую неделю посылать ему в Москву, где он тогда жил, ежедневные записи о характере погоды.

зации, все же являются одними из наиболее длинных рядов наблюдений и еще в XVIII в. позволили получить представление о климате громадной территории, совершенно до тех пор неисследованной. Наблюдения велись по инструкции, которая устанавливала их сроки, а также метеорологические элементы и явления, подлежащие наблюдению. К числу последних относились давление и температура воздуха, ветер, облачность, снежный покров, вскрытие и замерзание рек, „особые явления“ (по-видимому, грозы, туманы, дождь и т. п.), фенологические наблюдения. При наблюдении за температурой предписывалось, „смотреть накрепко, чтобы в близости одного инструмента термометра никакая чужая теплота, кроме той, которая по воздуху чинится, не была“. Наблюдения производились до 1749 г., и материалы многих из них напечатаны Академией наук.

Сопоставляя серьезную подготовку, целеустремленность и размах указанных выше работ в России с состоянием метеорологических наблюдений в то время в других странах и учитывая исключительные трудности организации метеорологической сети в Сибири, следует признать, что ничего подобного в других странах не было. Скоро, однако, ученые стали понимать, что для развития метеорологии и климатологии существенно важным является сопоставление данных о погоде различных пунктов между собой. Гениальный русский ученый М. В. Ломоносов раньше всех оценил значение такого сопоставления и в 1759 г. в своем „Рассуждении о большей точности морского пути“ в главе „О предсказании погод, а особливо ветров“ писал: „... все сие по истинной теории ничем другим, как частыми и верными мореплавающих наблюдениями и записками перемен воздуха утверждено и в порядок приведено быть должно. А особливо, когда б в различных частях света и в разных государствах, те, кои мореплаванием пользуются учредили самопишущие метеорологические обсерватории, к коих расположению и учреждению с разными новыми инструментами имеют новую идею“.

Работы М. В. Ломоносова показывают, как высоко оценивал он ту пользу, которую может принести человечеству знание метеорологии. Он жалел, что „многие главы натуральной науки и в малейших частях весьма ясно истолкованы; но знание воздушного круга еще великой тьмой покрыто, которое, если бы на равной степени совершенства возвышено было, на которых прочие видим, коль бы великое приобретение тогда обществу человеческому воспоследовало“. В свои работы

он включает „многие вещи о переменах воздушных, которых знания нет ничего роду человеческому полезнее”.

Уже в 1754 г. Ломоносов знал о существовании конвективных токов в атмосфере и придавал им большое значение, делал попытки создания приборов для их изучения.

Мировая метеорология и климатология обязаны Ломоносову и другими идеями и исследованиями.

М. В. Ломоносов прекрасно понимал значение взаимодействия моря и суши для климата и в „Слове о явлениях воздушных, от электрической силы происходящих” (1753) правильно определил причины мягкости климата Великобритании, видя их в том, что „жесткость мороза в воздухе из глубины моря дышущими бурями умягчается”. Он знал, что зимой „открытые моря и ото льду свободные в лежачий на себе зимой воздух более теплоты сообщают нежели матерая земля, мерзлым запертая черепом и засыпанная глубокими снегами, сквозь которые дыханию поземной теплоты путь затворен”.

М. В. Ломоносов был первый, кто научно поставил вопрос о северном морском пути для открытия северо-восточного прохода. Он занимался и вопросами изменения климата, считая причиной их изменение элементов земной орбиты. Впервые именно Ломоносов обратил внимание на сходство в очертаниях материков. Впоследствии причины этого сходства многократно изучались географами. Существуют даже теории изменения климата, связанные с объяснением этого сходства (теория Вегенера, тектоника плит).

В.2.2

Организация центральных метеорологических учреждений

Первые работы о распределении метеорологических величин на земном шаре

Крупным этапом в истории развития климатологии являлось возникновение центральных метеорологических учреждений, в обязанность которых входила организация сети метеорологических станций, снабжение их приборами и инструкциями для наблюдений, сбор, контроль и опубликование материалов этих наблюдений. Эти учреждения в большей или меньшей степени обеспечивали качество и сравнимость наблюдений, путем публикации материалов делали их доступными широкому кругу исследователей, что позволяло произвести крупные климатологические работы, о которых будет сказано ниже.

В России в самом начале XIX в. передовые ученые пришли к мысли о необходимости организации центрального метеорологического учреждения. В 1810 г. основатель Харьковского университета В. Н. Карзин изложил в докладе Московскому обществу любителей естество-

знания идею о необходимости централизованного руководства сетью метеорологических станций и научной обработки их наблюдений, а в 1818 г. предложил план организации Государственного метеорологического комитета, в который должны были поступать и там обрабатываться результаты наблюдений ряда метеорологических станций, находящихся в разных частях страны. Основной целью этой организации он полагал „содействие развитию торговли, мореплавания и военного искусства“, но особенно он обращал внимание на пользу метеорологии для земледелия. Идеи Каразина вскоре претворились в жизнь.

Крупнейший естествоиспытатель А. Гумбольдт во время поездки в Россию в 1829 г. на заседании Академии наук указал как на первоочередную задачу на организацию метеорологической и магнитной обсерватории в России. Профессор Казанского университета А. Я. Купфер тогда же представил проект организации обсерватории, но лишь в 1849 г. была создана Главная физическая обсерватория в Петербурге. Эта обсерватория была первым в мире центральным метеорологическим учреждением, в обязанность которого входило руководство всеми метеорологическими работами такого обширного государства, как Россия. В 1851 г. был организован центральный метеорологический институт в Австрии, в состав которой входили тогда Чехия и Венгрия. Метеорологические наблюдения в Праге были начаты еще в 1752 г., а в 20-х гг. XIX в. в Чехии было уже свыше 20 метеорологических станций, наблюдения которых ежегодно публиковались. В Великобритании центральное метеорологическое учреждение возникло в 1855 г. под руководством Фицроя и имело главной задачей сбор и обработку метеорологических наблюдений на морях с целью выяснить наилучшие маршруты для парусных судов. В том же году были сделаны попытки организовать центральное научное учреждение во Франции, но фактически оно начало функционировать лишь в 1878 г. В нем работали Анго и Тейсеран де Бор. В США центральная метеорологическая организация начала работать с 1870 г. и была подчинена интересам синоптической метеорологии. Германия в середине XIX в. была раздроблена на мелкие государства, а потому центрального метеорологического учреждения, обслуживающего более или менее обширную территорию, в ней быть не могло.

Русская метеорологическая организация была во многих отношениях передовой среди аналогичных учреждений других стран. Ее успехи были отмечены на международных конгрессах, первый из кото-

рых состоялся в 1873 г. На этих конгрессах представители метеорологической службы России играли ведущую роль, а когда в 1880 г. была начата подготовка к организации первого Международного полярного года (осуществленного в 1881–1883 гг.), то директор физической обсерватории Г. И. Вильд был избран председателем Международной полярной комиссии.

По мере накопления метеорологических наблюдений делались попытки охарактеризовать географическое распределение отдельных климатических показателей, прежде всего температуры и давления воздуха.

Первая карта изотерм (годовых) всего земного шара была построена естествоиспытателем и путешественником А. Гумбольдтом в 1817 г. на основании данных всего 57 станций, и лишь в 1848 г. Дове построил изотермы января и июля. Первые изобары с данными о преобладающих ветрах всего земного шара были построены Буханом в 1869 г. В 1873 г. А. И. Воейков завершил работу американского ученого Коффина „Ветры земного шара“, оставшуюся незаконченной вследствие смерти последнего, причем Воейков выполнил наиболее существенную часть этой работы. Он написал текст и дал блестящий климатологический анализ составленной Коффином сводки о ветрах.

Введение картографического метода в климатологию имело громадное значение, так как с его помощью могли быть выявлены основные закономерности в распределении метеорологических элементов. Так, например, карты распределения температуры и давления дали четкие указания о местоположении устойчивых областей повышенного и пониженного давления и выявили влияние распределения на земном шаре воды и суши на температуру и давление воздуха, зависимость температуры от высоты над уровнем моря и т. п. Эти знания в свою очередь стимулировали дальнейшее изучение климатообразующих факторов и построение первых классификаций климатов. Анализ распределения температуры на земном шаре в отдельные годы позволил Дове установить существование областей положительных и отрицательных аномалий, географическое положение которых изменяется от месяца к месяцу и от года к году. Следует также отметить исследования Северного Ледовитого океана А. Э. Норденшельдом и плодотворную идею ледового дрейфа, осуществленную Ф. Нансеном, а также Р. Амундсеном.

Дальнейшее накопление материалов наблюдений сделало возможным углубление климатологической теории, нашедшее яркое отражение в классических работах А. И. Воейкова о снежном покрове (1871 и 1889), об атмосферной циркуляции (1874), о климатах земного шара

(1884), в ряде работ австрийского метеоролога Ю. Ханна (относящихся к климатам различных частей света), впервые объяснившего происхождение фёна, в работах В. Кёппена и др.

Одной из первых работ по климатологии России является работа профессора физики Московского университета М. Ф. Спасского „О климате Москвы“, опубликованная в 1847 г. В этой работе Спасский определяет задачу климатологии, которая тогда только что начала формироваться в самостоятельный раздел метеорологии. Он видит задачу ее в том, чтобы на основе результатов наблюдений исследовать закономерности и связи между отдельными явлениями в атмосфере, и проводит эту идею в своей работе.

В организованной в 1849 г. Главной физической обсерватории в первые годы ее существования преобладал интерес к чисто физическим исследованиям, вопросам же сети метеорологических станций и климатологии уделялось очень мало внимания. В этом отношении гораздо большую активность проявило организованное в 1845 г. Географическое общество, которое стремилось всемерно популяризовать метеорологические наблюдения и развить сеть добровольных корреспондентов. В 1857 г. активный деятель этого общества, впоследствии академик, К. С. Веселовский на основании метеорологических данных, находившихся в Главной физической обсерватории, Географическом обществе и Академии наук, написал работу „О климате России“. В этой работе дается не только распределение ветров, температуры, влажности и гроз, но и затрагиваются вопросы о взаимной связи между элементами, вопросы влияния климата на экономику России, вопросы районирования сельскохозяйственных культур, а также высказываются мысли, относящиеся к изменению климата. В решении Географического общества о присуждении К. С. Веселовскому медали за эту работу отмечается ее практическая направленность и говорится, что „и в иностранных литературах мы не знаем сочинения климатологического, столь обширного и превосходно выполненного“. К. С. Веселовский был и автором первой почвенной карты России. В 1869 г. выступил со своей первой работой „О ветрах и дождях Тавриды“, пользовавшейся впоследствии мировой славой, климатолог В. Кёппен, начавший свою деятельность в Главной физической обсерватории, сын русского академика, одного из основателей Географического общества. В 1872 г. он опубликовал работу „Последовательность непериодических явлений погоды, исследованная по теории вероят-

ностей", положившую начало учению о „метеорологической инерции“.

С приходом к руководству Главной физической обсерваторией Г. И. Вильда (1868), а впоследствии М. А. Рыкачева внимание к метеорологической сети и к вопросам климатологии значительно усилилось. Был сконструирован ряд приборов, причем весьма высокого качества, в создании которых приняли участие и Вильд, и Рыкачев. Сеть стала развиваться, качество ее наблюдений существенно улучшилось, к 1870 г. появилась возможность сделать выводы из накопленных материалов. С этого времени и в Обсерватории, и вне ее появляются работы, посвященные изучению климата России.

Интересы Вильда как ученого охватывали область метеорологии и земного магнетизма. Главной своей задачей он считал организацию, осуществление и публикацию результатов наблюдений. К началу его деятельности наблюдений было мало, к тому же они были несравнимы. Приборы и их установка были различны, сроки наблюдений на разных станциях не совпадали, контроля за наблюдениями по существу не было. Вильду удалось все это привести в порядок. Обработка и публикация наблюдений стали образцовыми, а форма издания была рекомендована в 1874 г. международным метеорологическим комитетом для использования во всех странах.

Наряду с этим Вильд приступил к созданию итоговых монографий с обобщением наблюдений за многолетний период. Он добивался сравнимости рядов наблюдений во времени и пространстве, составлял схематические (насколько позволяло наличие материалов) климатические карты России. Произвести же глубокие климатологические исследования на основе накопленных к тому времени наблюдений Вильд не видел возможности и считал такие исследования несвоевременными.

Г. И. Вильд отличался излишней педантичностью и формализмом. Например, чтобы обеспечить сравнимость наблюдений в почве, он требовал заменять естественную почву песком. Жесткое руководство Вильда привело к потере обсерваторией ряда сотрудников, особенно он не ладил с А. И. Воейковым – будущим основоположником русской климатологии.

А. И. Воейков начал свою научную деятельность в 60-х гг. XIX в. Еще в 1871 г. он первый обратил внимание на климатическое значение снежного покрова. К этому вопросу он неоднократно возвращался в 80-х гг. С 1886 г. начались наблюдения за снежным покровом на добровольной сети Географического общества, а с 1890 г. систематические наблюдения над снежным покровом вошли в программу всей сети метеорологических станций. В 1874 г. Воейковым написана замеча-

тельная работа по атмосферной циркуляции. Он первый обнаружил существование муссонной циркуляции в умеренных широтах Восточной Азии. В том же году он показал различие суточных амплитуд на вогнутых и выпуклых формах рельефа и отделил влияние абсолютной высоты над уровнем моря от влияния форм рельефа. В 1880–1882 гг. в ряде работ Воейков дал классическую формулировку зависимости суточной амплитуды температуры от формы рельефа, выпуклой или вогнутой, а также рассмотрел вопрос о влиянии формы рельефа („топографических условий“) на зимние температуры в антициклонах. В 1884 г. Воейков на основании отрывочных данных станций, расположенных на горных склонах, установил, что зимние инверсии температуры в Якутии должны быть постоянно устойчивыми, что они представляют климатический фактор. Он даже предсказал, что отдельно стоящие возвышенности зимой, приблизительно на 20°C теплее долин.

Известно, что по этому поводу между Вильдом и Воейковым была острая полемика, прошедшие с того времени годы полностью подтвердили правильность взгляда Воейкова. Эта полемика отражала различие подходов Вильда и Воейкова к изучению климата. Вильд считал своей основной задачей на том этапе развития науки накопление фактов, отказываясь от их обобщения, и мало интересовался применением климатологии на практике. Для Воейкова факты были основанием для научного обобщения, для изучения формирования и распределения климатов и для получения практических выводов.

В 1884 г. Воейков написал классическую работу „Климаты земного шара, в особенности России“. В этой работе Воейков впервые в мире поставил цель раскрыть климатообразующие процессы и установить их взаимосвязь. Он рассматривает в своей работе солнечную радиацию, циркуляцию атмосферы, влагооборот, роль подстилающей поверхности в образовании климата, вертикальное распределение температуры, влияние климата на растительность и растительности (особенно лесов) на климат, классифицирует реки в зависимости от климата. Во второй части своего труда он дает описание климатов, основанное на рассмотренных им в первой части условиях их формирования. Оригинальные мысли и научные обобщения, в большей части не потерявшие своего значения и поныне, поражают нас глубоким проникновением в сущность изучаемых явлений.

Не было почти ни одной отрасли практического применения климатологии, которой бы Воейков не уделил внимания; особенно много

он занимался применением климатологии в сельском хозяйстве и изучением климата лечебных мест. Большой интерес представляют работы Воейкова о влиянии леса и болот на климат и возможности человека воздействовать на природу.

В начале века А. И. Воейков совершенно правильно оценивал возможность активного воздействия человека на климат. В 1894 г. он писал: „Исходя из несомненной истины, что человек не может ни повлиять на солнечную радиацию, ни изменить распределение обширных воздушных течений, поторопились заключить о том, что его влияние или не существует вовсе, или крайне ничтожно, но не отдали себе отчета в том, что вопрос идет о нижнем слое воздуха, условия которого находятся в значительной степени под влиянием человека”. Интересовался он и вопросами изменения климата и на протяжении последних 25 лет своей жизни неоднократно к ним возвращался.

Почти одновременно с А. И. Воейковым жил и работал другой выдающийся ученый нашей страны, основоположник почвоведения В. В. Докучаев. Так же как и А. И. Воейков, это был человек широкого кругозора, способный к крупным научным обобщениям, проникнутый сознанием необходимости применения результатов научных достижений в практической жизни. В работах „Русский чернозем” (1883 г.), „Наши степи прежде и теперь” (1892) и „К учению о зонах природы” (1899 г.) Докучаевым были высказаны идеи, не утратившие своей актуальности и поныне. Докучаев считал почву „четвертым царством природы”, но указывал, что при изучении ее необходимо иметь в виду „всю единую цельную и нераздельную природу, а не отрывочные ее части, необходимо одинаково чтить и штудировать все главнейшие элементы ее, иначе мы никогда не сумеем управлять ими”. Благодаря такому подходу к науке он при изучении чернозема составил карту изогумусовых полос и установил связь их с климатическими поясами, не отрицая, однако, и роли микроорганизмов, и характера материнской породы в создании почв.

Как и Воейков, Докучаев был уверен в возможности активной борьбы человека с вредными климатическими явлениями и говорил: „Все эти враги нашего сельского хозяйства: ветры, бури, засухи и суховеи страшны нам лишь только потому, что мы не умеем владеть ими. Они не зло, их только надо изучить и научиться управлять ими”.

В. В. Докучаев объяснил причину иссушения степи как следствие истребления лесов, образования оврагов, утраты почвой зернистой структуры и предложил бороться с этим иссушением путем создания полезащитных лесных полос, которые и были им посажены в Каменной Степи, Деркуле и Велико-Анадолу. Этому предшествовали обширные

экспедиционные исследования. Его идеи о роли зернистой структуры почвы в сохранении влаги были впоследствии развиты В. Р. Вильямсом, но предложения о борьбе с засухой путем создания лесных полос нашли свое полное осуществление лишь в советское время.

Из крупных климатологических работ XIX в. следует упомянуть о „Климатологическом атласе Российской империи“, составленном коллективом сотрудников Главной физической обсерватории в связи с 50-летием Обсерватории и изданном в 1900 г. Этот атлас явился крупным вкладом в мировую науку.

В работах по „Климатологическому атласу“ принял участие один из крупнейших климатологов СССР А. А. Каминский. Он интересовался работами, связанными с обслуживанием климатическими данными практических потребностей. Особенно развернулся его талант после Великой Октябрьской социалистической революции. Большой интерес представляют работы Каминского по влагообороту.

Много ценных работ по климатологии в дореволюционный период написали Б. И. Срезневский, И. В. Фигуровский, А. В. Вознесенский, а также геодезист А. А. Тилло, опубликовавший одновременно карты распределения атмосферного давления России и гипсометрическую карту Европейской России (1890). Знание атмосферного давления было необходимо для изучения рельефа России.

Преемником А. И. Воейкова в вопросе изучения взаимосвязи растительности и климата следует считать П. И. Броунова. В 1898 г. по инициативе Броунова были организованы агрометеорологические станции, что послужило примером для других стран. Кроме того, им исследована взаимосвязь климата и барического рельефа.

Рассматривая развитие климатологии в России во второй половине XIX в. и начале XX в., мы не можем пройти мимо того вклада, который внесли в это дело исследователи Центральной Азии и Крайнего Севера.

Путешествия П. П. Семенова-Тянь-Шанского, Н. М. Пржевальского, А. И. Воейкова, Г. Н. Потанина, М. В. Певцова, братьев Грум-Гржимайло, П. К. Козлова и других русских исследователей дали много ценных сведений о климате районов, до того времени совершенно не исследованных в климатическом отношении.

Некоторые из названных исследователей организовали в местах своей работы метеорологические станции, действовавшие по нескольку лет. Такие станции организовывались не только в нашей стране, но и

за рубежом (в Центральной Азии).

Ценный вклад в климатологию внесли и экспедиции в район Аральского моря под руководством Л. С. Берга, выявившие характер и причины колебания уровня Аральского моря и показавшие, что усыхания Средней Азии, как утверждали некоторые ученые, не наблюдается.

В 1908–1919 гг. во время экспедиции на Камчатку много сделано для изучения ее климата метеорологом В. А. Власовым.

Из исследований Северного Ледовитого океана упомянем об экспедиции Э. В. Толля 1900–1903 гг., о плавании ледокольных пароходов „Таймыр” и „Вайгач” в 1914–1915 гг. вдоль северного побережья СССР, а также об экспедиции Г. Я. Седова в 1912–1913 гг., участником которой был В. Ю. Визе.

В начале XX в. все более ощущалась диспропорция между большой потребностью в данных о климате нашей страны для практических целей и почти полным отсутствием материальной базы для этого. В Главной физической обсерватории не было отдела, в обязанности которого входило бы изучение климата России, а Географическое общество с трудом изыскивало средства на снаряжение экспедиций, давших впоследствии замечательные результаты и прославивших русскую науку.

После Великой Октябрьской социалистической революции в развитии климатологии наступил коренной перелом. В 1919 г. в Главной физической обсерватории впервые с ее основания был организован отдел климатологии, который и начал осуществлять план создания полной климатологии СССР, разработанной еще при участии Воейкова. В основном это был план создания монографий по важнейшим метеорологическим элементам, включающих цифровой материал, климатические карты и текст, содержащий научное обобщение. К настоящему времени план Воейкова выполнен в значительно расширенном виде. Результатом его было опубликование нескольких работ из серии „Климат СССР” под руководством Е. С. Рубинштейн.

Кроме работ Главной геофизической обсерватории¹, относящихся в основном ко всей территории СССР, появилось немало важных климатологических трудов по отдельным районам. К числу их относятся работы В. Ю. Визе о климате Якутии и о климате полярных стран, работы П. И. Колоскова и многих др.

Исключительно ценный материал о климате высоких северных

¹ Главная физическая обсерватория в 1924 г. была переименована в Главную геофизическую обсерваторию.

широт был получен из наблюдений дрейфующей станции „Северный полюс” (1937–1938 гг.), а также из наблюдений, проведенных в 1938–1940 гг. во время дрейфа ледокола „Георгий Седов” и „Садко” и после Международного геофизического года – работы по исследованию Антарктики.

Начиная с первой пятилетки потребность в данных о климате резко возросла. Климатология же по своему состоянию не могла ответить на многие насущные вопросы практики, и к началу 30-х гг. возникла неудовлетворенность методами и темпами климатологических работ.

В 30-х гг. было выполнено немало интересных климатологических работ методом динамической климатологии (Г. Я. Вангенгейм, Э. С. Лир, А. И. Аскназий, С. П. Хромов, О. А. Дроздов, Б. П. Алисов и др.). Однако в этих работах решались только отдельные задачи климатологии, и необходимого развития метод не получил главным образом вследствие отсутствия общепризнанной типизации синоптических процессов и большой трудоемкости работ.

Несмотря на то что задача перестройки климатологии полностью не была решена, развернувшаяся в 30-х гг. дискуссия принесла большую пользу, заострив внимание климатологов на некоторых принципиальных методических вопросах и дав толчок к выполнению нескольких ценных работ. Жизнь выдвинула новую форму обслуживания народного хозяйства данными о климате в виде климатических справочников. Цифровые данные справочника легли в основу многих государственных стандартов. Из других крупных климатологических работ упоминаем „Климатический атлас СССР”, климатические карты „Большого советского атласа мира” (1937). Эти карты были выполнены в основном А. А. Каминским, О. А. Дроздовым и Е. С. Рубинштейн. В дальнейшем климатологические карты мира и Советского Союза были изданы во втором томе „Морского атласа” (1953), в „Атласе сельского хозяйства” (1960) в „Физико-географическом атласе мира” (1964). Климатические карты в этих атласах выполнены большим коллективом климатологов под руководством О. А. Дроздова и Е. С. Рубинштейн.

Больших успехов достигла и сельскохозяйственная климатология. Наиболее существенные работы этого направления – исследования климата советских субтропиков и районирование сельскохозяйственных культур территории СССР – были выполнены Г. Т. Селяни-

новым, П. И. Колосковым, С. А. Сапожниковой, И. А. Гольцберг, Ф. Ф. Давитая. Изданы „Агроклиматический справочник СССР“, „Агроклиматический атлас СССР“, „Агроклиматический атлас мира“.

Ряд работ советских ученых посвящен имеющей кардинальное значение в климатологии проблеме теплового баланса деятельной поверхности. Исследования по этому вопросу были начаты С. И. Савиновым и Н. Н. Калитиным, а по тепловому балансу моря – В. В. Шулейкиным. Все компоненты теплового баланса впервые были определены М. И. Будыко и его сотрудниками. М. И. Будыко впервые определил среднее широтное распределение основных членов теплового баланса земной поверхности системы Земля – атмосфера, впоследствии уточненное им, К. Я. Кондратьевым и др. В 1964 г. издан „Атлас теплового баланса“. Впоследствии у нас и за рубежом появились и другие атласы, где на основании нового материала проведено некоторое уточнение.

Развитие аэрологических наблюдений позволило приступить к изучению климата свободной атмосферы и увязать его с характеристикой климата по наземным данным. Эти исследования обогатили наши представления о климате и дали широкую возможность изучать его в пространстве. В этом отношении следует отметить работы Х. П. Погосяна, Н. Ф. Накоренко, Е. С. Селезневой, В. М. Михеля.

В последние годы вышли капитальные работы И. Г. Гутермана, И. В. Ханевской и др. Полуэмпирическая теория влагооборота, созданная Х. П. Погосяном, К. И. Кашиным, М. И. Будыко и О. А. Проздовым, положила начало изучению этого важного климатообразующего фактора. Большое значение для развития климатологической теории имеют работы Н. Е. Кочина о зональной циркуляции атмосферы, В. В. Шулейкина о взаимодействии атмосферы и океана, Е. Н. Блиновой о центрах действия атмосферы, А. А. Дородницына о влиянии рельефа на воздушные течения, А. С. Мониной и Л. Н. Гутмана по теории местных циркуляций, М. Е. Швец о теории атмосферной циркуляции и влагооборота.

Методы обработки климатологического материала имеют большое значение для развития климатологической теории и полноценного обслуживания народного хозяйства, а потому советские ученые много внимания уделяли вопросам методики климатологической обработки.

В результате исследований значительно расширен комплекс показателей, служащих для характеристики климата, и взамен полуэмпирических правил создана строгая теория обеспечения сравнимости рядов наблюдений во времени и пространстве, имеющая большое значение для углубленного анализа климатологических данных и позво-

лившая провести массовую обработку этих данных на высоком теоретическом уровне. В этом отношении много сделано А. А. Каминским, Е. С. Кузнецовым, Е. С. Рубинштейн, О. А. Дроздовым и др. В разработке методов климатологической обработки наблюдений Советский Союз намного опередил зарубежные страны.

Однако в использовании ЭВМ для массовой и своевременной климатологической обработки материала и в теоретических работах наша страна уступает США и некоторым другим странам.

В.3

Обслуживание народного хозяйства климатологическими данными

Развитие социалистического хозяйства и культурного строительства в СССР основано на научной базе со всесторонним учетом природных факторов. Одним из таких факторов является климат. Все отрасли народного хозяйства в той или иной мере должны учитывать климатические условия с тем, чтобы лучше использовать природные данные и изменять их в лучшую для человека сторону. Практика ставит перед климатологами весьма сложные задачи, будит их творческую мысль. Решение этих задач движет вперед климатологическую теорию и позволяет полноценнее обслуживать нужды практики.

Важное значение приобрели теоретические и эмпирические работы по анализу вероятных изменений климата в будущем под влиянием антропогенных факторов, развивающихся на базе международного сотрудничества. Наука о климате в настоящее время получает новый стимул своего развития. В связи с этим на климатологов ложится решение новых весьма ответственных задач.

В последние годы наиболее актуальной для климатологии и народного хозяйства стала задача оценки изменения климата как под влиянием естественных причин, так и в результате человеческой деятельности. Интенсивное развитие промышленности, сопровождающееся выбросом в атмосферу колоссальных количеств тепла, газов, различных примесей; пыли изменение свойств подстилающей поверхности вследствие увеличения площади распаханых земель — все это не может не воздействовать на климат значительных ареалов Земли. Антропогенные изменения климата будут происходить на фоне естественных, вызванных различными климатообразующими факторами.

Исследования естественных изменений климата были начаты в ГГО в 1946 г. Е. С. Рубинштейн, продолжены О. А. Дроздовым, Т. В. По-

кровской, Л. А. Вительсом, Л. Г. Полозовой. Позже, когда возникла необходимость оценки антропогенных воздействий на климат, проводимые преимущественно под руководством М. И. Будыко работы получили широкий размах в международном масштабе: были созданы международная программа „Физические основы климата и его моделирование” и несколько национальных программ, привлекающих к исследованиям не только метеорологов, геофизиков, математиков, но и специалистов других профессий. В настоящее время начала действовать „Международная климатологическая программа”.

Изучение климата необходимо для обслуживания авиации, так как изыскание авиатрасс и их эксплуатация ведутся с учетом климатических условий (составление аэролупий, строительство аэропортов и пр.).

Климатические данные используются при строительстве и эксплуатации железнодорожного и водного транспорта, строительстве зданий и сооружений, планировании городов и курортов, в вопросах здравоохранения, а также при организации различных производственных процессов в таких отраслях, как текстильная, деревообделочная, торфяная, табачная и др. Климатические данные и карты входят в нормы и стандарты строительной промышленности.

Что касается развития климатологии за рубежом, то поначалу она значительно отставала от климатологии в России. Еще около 100 лет назад К. Маркс сказал, что в буржуазной науке „дело шло уже не о том, правильна или неправильна та или другая теорема, а о том, полезна она для капитала или вредна... Беспристрастные научные изыскания заменяются предвзятой, угодливой апологетикой”¹.

Некоторые буржуазные географы и климатологи, особенно американец Хентингтон и англичанин Маркхем, пропагандировали антинаучную „теорию”, в которой климату приписывалась решающая роль в истории общественного развития. Хентингтон утверждал, например, что главным фактором, определяющим степень цивилизации Японии, является ее благоприятный климат. Ему вторил Маркхем, который утверждал, что победа Японии над Россией в войне 1904–1905 гг. была победой народа, живущего в мягком климате, над народом, живущим в суровом климате. Этим же он объяснял „ее (Японии) дерзость” в 1941 г. В учебнике „Основы географии человека” (1940) Хентингтон писал: „Жители циклонических районов...правят миром”.

Особенно циничным являлись высказывания Хентингтона в книге „Главные движущие силы цивилизации”, написанной в 1945 г., в год

¹ Маркс К. Капитал. Т. I. 1949. —С.13.

окончания Великой Отечественной войны: „Почти все были поражены тем, что Россия боролась так хорошо во второй мировой войне... Большевики это объяснили тем, что русский народ, освобожденный от старого царского деспотизма, имеет новые чувства собственности не только на свою землю, но и на все государство... Однако другим равноценным фактом может быть и тот, что русские частично освободились от омертвляющего эффекта сильно холодных зим с их продолжительной темнотой”.

Не говоря об абсурдности этого утверждения по существу, оно характерно еще и прямой фальсификаций фактов, так как всем хорошо известно, что в годы войны никакого потепления не было, наоборот, зимы были исключительно холодными.

За последние десятилетия после длительного застоя оживились работы по климатологии и в капиталистических странах.

Работы по теории климата стали необходимы для обоснования долгосрочных прогнозов погоды, для попыток расчета распределения метеорологических величин в хорошоосвещенных районах, для проверок полноты теории, а в малодоступных частях Земли (океаны, высокогорные районы) – и непосредственно в прикладных целях. Кроме того, это давало возможность предвидеть изменения климата, особенно антропогенного характера, грозящие вызвать изменения климата геологического масштаба. В Америке хочется отметить результаты расчетов ученых школы Д. Смагоринского, в частности Манабе; в Англии существенные результаты получены Х. Лемом, в ФРГ – Х. Флоном. В настоящее время эти работы успешно осуществляются благодаря успехам современной вычислительной техники и появлению спутниковой информации. В настоящее время осуществляется большое количество комплексных совместных исследований многих стран (международных проектов: ПИГАП – Программа исследований глобальных атмосферных процессов, МОНЭКС – Муссонная подпрограмма и другие), которые позволили получить ценный материал по ранее не изученным районам, особенно океаническим, как во внутритропической зоне, так и в полярной (ПОЛЭКС, ТРОПЭКС).

Вместе с тем укрупнение капиталистических хозяйств при монополизации сделало выгодным учет климата в конкурентной борьбе (удешевление строительства, удешевление перевозок скоропортящихся продуктов и т. п.).

Все это вызвало развитие прикладных отраслей климатологии.

1

МЕТОДЫ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ

1.1

Задачи климатологической обработки

Поскольку климат можно трактовать как многолетний режим погоды, его описание и изучение опирается на многолетние наблюдения за метеорологическими величинами.

Исходные ряды наблюдений состоят из множества цифр, охватить и осознать которое человеческий ум не в состоянии, поэтому первичные данные наблюдений предварительно уплотняются.

Во-первых, составляются ряды данных, обобщенных за некоторые временные интервалы.

Во-вторых, ряды данных преобразуются в распределения их значений по градациям.

В-третьих, вычисляется сравнительно небольшое количество статистических характеристик рядов, выражающих основные свойства распределений.

Процесс уплотнения климатологической информации и дальнейшее ее представление в виде, удобном для обозрения и изучения (картирование, районирование), являются предметом раздела климатологии „методы климатологической обработки”.

Основу климатологической обработки составляет применение вероятностно-статистического аппарата, так как климатологические ряды имеют все главные свойства статистических совокупностей. Вместе с тем климатические данные обладают и многими специфическими свойствами. Физические свойства атмосферных процессов накладывают отпечаток на структуру метеорологических величин, которая имеет свои особенности. Значения метеорологических величин, строго говоря, не составляют однородных статистических совокупностей, так как на протяжении многих лет меняются условия наблюдений, а также влияние основных климатообразующих факторов, создающих погоду. Климатологические ряды, как правило, не являются и стационарными вследствие существования суточных, годовых, периодических и многих ритмических изменений метеорологических

величин. Члены климатологических рядов связаны между собой как внутри одного ряда, так и в разных рядах. Характер связи зависит от многих факторов: временного разрешения членов ряда, географического положения пункта наблюдения, самой метеорологической величины и ее характеристики, выбранной в качестве члена ряда. Связность метеорологических рядов во времени и пространстве, отличающаяся многообразием и зависящая от географических условий, вносит множество трудностей в процесс климатологической обработки ряда.

Вследствие специфики климатологических рядов возможность использования общих статистических приемов заранее не гарантирована. Поэтому статистические методы разрабатываются на основе тесной привязки к климатологическому материалу. Попутно возникают новые методы получения информации, вытекающие из особенностей климатических данных. Таким образом, было бы ошибкой считать раздел климатологии „методы климатологической обработки” просто статистикой в климатологии. Климатолог-обработчик должен хорошо владеть не только методами математической статистики, но и специальными методами и методиками приспособления статистического аппарата к климатологическим рядам. В арсенал средств климатологической обработки помимо методов получения климатологических характеристик входят методы пространственного обобщения климатической информации: построение климатических карт разного масштаба, климатическое районирование данных, пространственное осреднение средних значений метеорологических величин. Эти разделы климатологической обработки особенно сложные. Зависимость методов пространственного обобщения климатических данных от характера подстилающей поверхности: рельефа, наличия водоемов, близости к океаническим акваториям — настолько усложняет решение поставленных задач, что часто выводит их за рамки возможности применения вероятностно-статистического аппарата. Приходится прибегать к косвенным приближенным методам обработки, трансформировать стандартные статистические методы.

Наконец, в последнее время интенсивно развиваются прикладные ветви климатологии — авиационная, строительная, транспортная, техническая и др. — со своими специфическими требованиями к климатической информации и методами. Специалистами, разрабатывающими климатологические нормативы в различных областях приме-

нения климатологии, предложен целый ряд специализированных климатических характеристик. Методы получения специализированных характеристик отличаются от методов расчета традиционных климатических показателей. Прикладная климатология предоставляет широкое поле для приложения вероятностно-статистических методов, что в свою очередь стимулирует развитие прикладной статистики.

Итак, методы климатологической обработки являются самостоятельным разделом климатологии со своими специальными средствами исследования и специфическими задачами. Этот раздел можно считать основой климатологии, базирующейся на материалах, доставляемых климатологической обработкой метеорологических данных.

Основными этапами климатологической обработки метеорологических наблюдений являются:

- формирование климатологических рядов и их контроль;
- получение общей климатической информации и оценка ее точности;
- получение информации для диагноза и прогноза климата;
- разработка климатических показателей для прикладных целей и их расчет;
- пространственное обобщение климатической информации.

В данном разделе излагаются методы климатологической обработки данных стандартных метеорологических наблюдений у земли. Не рассматривается обработка специальных систем наблюдений: спутниковых, аэрологических, радиолокационных, судовых и др. Теория климатологической обработки этих видов метеорологических данных, кроме аэрологических и судовых, пока еще недостаточно хорошо разработана. В настоящее время обработка данных специальных наблюдений является прерогативой других дисциплин.

1.2

Формирование климатологических рядов и их контроль

1.2.1

Виды климатологических рядов

Климатологические ряды состояются из членов, каждый из которых есть результат либо непосредственного наблюдения, либо обобщения наблюдений за некоторый интервал времени конкретного года. Поэтому ряды различаются временным разрешением членов ряда. Ряды могут иметь „срочное“, суточное, декадное, месячное, годовое разрешения. Составляются также ряды, члены которых являются обобщенными значениями за n сроков, n суток, n месяцев (имеют n -срочное, n -суточное, n -месячное разрешение). Обобщение выражается обычно в виде осреднения или выбора экстремума, а

также подсчета числа случаев с данным значением или определения дат перехода метеорологической величины через заданный предел.

Вторым признаком различия рядов служит интервал дискретности. Члены рядов одного и того же временного разрешения могут быть по-разному скомпонованы. Например, ряд может быть составлен из данных только в один определенный срок наблюдений или за все сроки вместе. Интервал между членами ряда, или интервал дискретности, в первом случае будет равен суткам или более, во втором — трем или шести часам или более. Членом ряда может быть или среднее значение за один определенный месяц (годовой интервал дискретности), или в ряд объединяются все месяцы подряд (интервал дискретности равен нулю).

Третьим важным свойством климатологических рядов, по которому они могут отличаться друг от друга, является длина реализаций ряда, т. е. длина одного или нескольких периодов в пределах одного года, в который входят члены ряда. Реализация в принципе может иметь длину в один срок, n сроков, сутки, n суток, месяц, n месяцев, год. Так можно построить ряд данных за один срок для одного конкретного дня, конкретного месяца, например ряд температур воздуха за 9 ч утра 7 ноября. Указанный ряд данных за несколько лет использовался для оценки характера погоды в момент начала парада в ноябрьские праздники. Или может представить интерес, например, средняя за день облачность 1 мая. Тогда ряд данных будет состоять из средних суточных (или средних дневных) значений количества облаков за 1 мая.

Чаще всего реализация является месячной, сезонной или годовой, т. е. срочные, средние суточные, пентадные или декадные значения включаются в ряд в пределах одного месяца года. Составляется, например, ряд средних суточных температур за январь, или суточного максимума осадков за дождливый сезон.

Последним свойством ряда, определяющим его вид, является выбираемая характеристика метеорологической величины. Характеристиками служат: значение метеорологической величины, число дней с некоторым значением величины, дата перехода через некоторое значение величины, продолжительность периода с некоторым значением величины, а также число дней с явлением, продолжительность явления и его интенсивность. Метеорологическая величина может быть комплексной (векторной), т. е. состоять из нескольких связанных

между собой величин, тогда и ряд тоже состоит из векторов, т. е. представляет собой два или более ряда синхронных характеристик метеорологической величины.

Таким образом, для климатологических исследований и прикладных целей формируется огромное количество разнообразных климатологических рядов, которые различаются одним или несколькими из четырех основных признаков этих рядов:

- временным разрешением членов ряда,
- интервалом дискретности,
- длиной реализации ряда,
- характеристикой величины, по которой формируется ряд.

Важно четко представлять эти различия рядов, так как они влекут за собой различия в климатических характеристиках, используемых для исследования и обеспечения народного хозяйства. Потребителей климатической информации часто пугает ее многообразие, они не умеют выбрать характеристику климата, подходящую для решения конкретной прикладной задачи. Поэтому климатологу, консультирующему потребителя, следует ясно представлять все особенности формирования исходных рядов. Этого требует также организация системы автоматизированного обслуживания народного хозяйства, в основе которой лежит составление формализованного описания исходной и климатической информации.

Правильное представление об исходных климатологических рядах и их различиях между собой в значительной степени сокращает последующую климатологическую обработку, так как часто позволяет применять в ее процессе косвенные способы получения ряда климатических характеристик.

1.2.2

Источники данных для формирования климатологических рядов

Данные прямых наблюдений за метеорологическими величинами у земли содержатся в наиболее полном виде в таблицах месячной отчетности ТМ-1 (все метеорологические величины, кроме солнечной радиации и температуры почвы), ТМ-3 (температура почвы), ТМ-11, ТМ-12 (радиация) и в таблицах самописцев температуры, давления, влажности, осадков. Эти таблицы хранятся в фонде Главной геофизической обсерватории (ГГО) им. А. И. Воейкова, а за последние годы - в фонде Всесоюзного научно-исследовательского института гидрометеорологической информации - Мирового центра данных (ВНИИГМИ - МЦД).

Более подробные данные метеорологических наблюдений можно найти только в книжках записи наблюдений, которые ведутся непо-

средственно наблюдателем на станции (КМ-1, КМ-2, КМ-3 и т. д.). Однако книжки наблюдений хранятся на метеостанции только в течение трех лет, а более ранние подлежат уничтожению. Данные книжек могут быть использованы только в крайних случаях для решения методических вопросов.

Источником данных для климатологической обработки могут также служить синоптические бюллетени, синоптические карты и другие публикации. Данные ТМ-1, ТМ-3 и др. находят применение при фундаментальных научных исследованиях, к ним прибегают при составлении базовых климатических справочников и пособий.

Значительно чаще климатологические ряды составляются по данным метеорологических ежемесячников. Большая часть метеорологических данных, содержащихся в ТМ-1, ТМ-3 и др. таблицах, заносится на технический носитель в соответствии со срочным и суточным макетами, а затем издается в виде ежемесячников. Метеорологические и актинометрические ежемесячники издаются раздельно. Данные самописцев содержатся только в таблицах и не издаются. В архивах ВНИИГМИ – МЦД и Западно-Сибирского регионального вычислительного центра (ЗапСибРВЦ) наряду со всей метеорологической информацией, записываемой в виде „синоптического” архива (данные одних суток или месяца записаны по всем станциям, т. е. в порядке поступления информации) сформированы и хронологические ряды месячных, суточных и срочных значений метеорологических величин.

Ряды месячных данных записаны почти по всем метеорологическим станциям (около 4 тыс.); число станций, по которым на техническом носителе имеются ряды суточных данных, значительно меньше. Ряды данных по срокам записаны сравнительно по малому числу станций, так как длина этих рядов очень большая. Со временем число рядов данных суточного и срочного разрешения, представленных в форме, удобной для машинной климатологической обработки, будет возрастать.

Период лет, по которому составлены ряды, убывает по мере увеличения подробности представляемых данных (их временного разрешения). Так, хронологические ряды месячных данных имеются на техническом носителе за период, начинающийся с 1889–1898 гг., ряды данных суточного разрешения – с 1936 г., ряды срочных данных – лишь с 1966 г., т. е. с начала восьмисрочных наблюдений на сети метеорологических станций.

По данным ежемесячников составляются и публикуются таблицы средних месячных значений метеорологических величин по годам за ряд лет. Поскольку таблицы средних месячных данных менее громоздкие по сравнению с таблицами данных суточного и срочного разрешения, они довольно широко публикуются метеорологическими службами различных стран. В зарубежных странах средние месячные выводы по результатам метеорологических наблюдений у земли печатаются в метеорологических ежемесячниках и ежегодниках, а также обобщены в изданиях типа „Monthly climatic data for the World” („Месячные климатические данные по миру”) и „World weather records” („Сводки погоды по миру”). В последнем издании собраны месячные средние значения основных метеорологических величин по годам за десятилетия.

1.2.3

Контроль качества климатологических рядов

Ввиду того что к климатологическим рядам применяются статистические методы обработки, эти ряды должны удовлетворять требованиям, предъявляемым статистикой к исходному материалу. Прежде всего, ряды должны быть однородными.

Строго говоря, однородность статистического ряда проверяется с помощью следующей теоремы: если случайные величины $X_1, \dots, X_n, \dots$; $Y_1, \dots, Y_m, \dots$ независимы, имеют одну и ту же непрерывную функцию распределения, то может быть применен критерий Колмогорова (имеются и другие критерии, например Смирнова, Гнеденко-Королюка)

$$\lim_{\min(n,m)} P \left\{ \sqrt{\frac{n \cdot m}{n+m}} \sup_{x \in R} |F_n^{(1)}(x) - F_m^{(2)}(x)| < \alpha \right\} = K(\alpha), \quad (1.1)$$

где n и m — порядковые номера ранжированных рядов величин X и Y .

Данное условие в климатических рядах может не выполняться. Существуют две главные причины его нарушения. Первая состоит в том, что вследствие изменения действий основных климатообразующих или антропогенных факторов в рядах имеется детерминированная, или, как принято говорить, „трендовая”, составляющая. Меняется со временем как среднее значение метеорологической величины, так и ее дисперсия. Например, если ряд составлен из срочных значений метеорологической величины, следующих от срока к сроку (все сроки объединены в один ряд), то и среднее значение, и дисперсия этого ряда имеют детерминированную составляющую в виде суточного хода. В некоторые месяцы (весенние, осенние) ряды суточных значений многих метеорологических величин, например температуры воздуха и почвы, отражают влияние годового хода этих величин. Даже в рядах,

составленных из среднемесячных значений для одного месяца или годовых значений, как правило, наблюдается небольшая трендовая составляющая, возникающая вследствие цикличности некоторых климатообразующих процессов (циклы солнечной активности и др.). Выявление такого вида неоднородности позволяет судить о тенденции изменения климата и имеет важное значение при разработке теории изменений и колебаний климата.

Данный вид неоднородности ряда, вызванный действием естественных природных факторов, обычно называют статистической неоднородностью или нестационарностью. Ее стараются устранить тогда, когда исследуются временные свойства ряда, динамика метеорологической величины. В этих случаях ряды составляют, например, по данным только одноименных сроков, устраняя суточный ход, или рассматривают не сами значения метеорологической величины, а их отклонение от меняющихся во времени многолетних средних значений. В то же время при решении ряда прикладных климатологических задач, когда динамика ряда может в расчет не приниматься, совокупность исходных данных превращается в единое распределение, т. е. явление исследуется как бы в статике; такой естественной неоднородностью ряда обычно пренебрегают.

Вторая причина возможных нарушений однородности ряда состоит в изменении условий и методики наблюдений. Ее принято называть климатологической.

Нарушения однородности, обусловленные несовершенством наблюдений, могут вызываться несколькими причинами.

1. Перенос станций в другие местные условия или изменение местности, окружающей станцию (зарастание древесной растительностью или, наоборот, вырубка деревьев, застройка и т. п.). Изменение режима может быть вызвано либо изменением микроклимата (по температуре обычно в пределах 1°C , по ветру в любых пределах), либо неправильной работой приборов в определенных местных условиях (зависимость показаний дождемеров от скорости ветра, особенно при твердых осадках; неучитываемые изменения психрометрической константы в зависимости от скорости ветра при измерениях влажности и т. п.). Несовершенство приборов может приводить к большим ошибкам как случайного, так и систематического характера, имитируя изменения климата.

2. Смена типов приборов и методики наблюдений. В нашей стране

в 50-х гг. от наблюдений по дождемеру перешли к наблюдениям по осадкомеру Третьякова, от флюгера Вильда — к анеморумбографу. Различия в типах приборов могут приводить к большим различиям между станциями.

Например, на двух станциях Крыма, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга, наблюдалось следующее распределение скоростей ветра в октябре 1926—1930 гг.:

Скорость ветра, м/с.	Штиль	1—3	4—8	9—13	>14
Ай-Тодор, мыс, %	18	39	26	9	7
Ялта, %	0,6	59	33	7	0,2

Судя по различию числа штормов (в 35 раз), станции расположены в резко различающихся климатических условиях, на маяке ветры во много раз сильнее. По штилям соотношение обратное (в 30 раз). Средние скорости на обеих станциях примерно одинаковы, различия в повторяемости крайних скоростей вызываются различием приборов. На маяке, видимо, стоял флюгер, интервал осреднения наблюдений по которому 1—2 мин, а в Ялте — анеморумбограф, для которого в зависимости от типа прибора интервал осреднения колеблется от 10 мин до 1 ч. Существенные расхождения получаются между определенными различными методами измерением, количеством осадков и т. д. Естественно, что при исследовании изменений климата методика оценки климатических характеристик должна быть идентичной.

3. Индивидуальные ошибки наблюдателей. Наибольшие расхождения получаются для величин, определяемых визуально (число дней с явлениями, количество облаков и т. п.). В случаях, когда определение той или иной величины (повторяемость или скорость ветра по флюгеру для интервалов в промежутке между штифтами) зависит от физиологии зрительного восприятия, искажения могут быть весьма существенными; не меньшие искажения вносятся в учет опасных явлений в результате перестраховки наблюдателей (по числу дней с туманами и сильным ветром в 2—3 раза).

4. Изменения сроков наблюдений и способов расчета средней. Возникают систематические расхождения в оценках метеорологических величин, особенно в среднем за месяц (например, по температуре летних месяцев система сроков $\frac{7ч + 13ч + 21ч}{3}$ давала летом завышение средних суточных до 1 °C, а другие системы сроков, как $\frac{7ч + 13ч + 19ч}{3}$, — и до 2 °C). Если различия, протекающие от смены сроков наблюдений, не исправлять поправками, они могут перекры-

1

1. Методы климатологической обработки

1.2. Формирование климатологических рядов и их контроль

вать в некоторых случаях современные изменения климата.

Существенно может меняться вековой ход метеорологических величин под влиянием местных причин, а также нарушений однородности из-за недостаточно совершенной постановки наблюдений. Так, понижение уровня Каспийского моря, вызванное колебаниями климата, привело к значительному изменению береговой линии, некоторые прибрежные станции (например, Гасан-Кули) постепенно стали более континентальными. Естественно, что изменился и характер связи метеорологического режима на этой станции с режимом в пунктах, удаленных от берега.

Статистически однородный ряд всегда является климатологически однородным. Климатологическая однородность (так же как и неоднородность) данного ряда еще не означает его статистическую однородность (или неоднородность). Она лишь говорит о том, что климатические характеристики, полученные в результате обработки этих данных, будут сравнимы с характеристиками соседних станций, если они имеют климатически однородные ряды за тот же период лет. Получение сравнимых рядов на соседних станциях является одной из главных задач выявления и устранения климатологической неоднородности. Следует также иметь в виду, что устранение климатологической неоднородности должно предшествовать исследованию ряда на статистическую однородность.

Проблема выявления и устранения климатологической неоднородности рядов в настоящее время приобрела особенно большую актуальность. Рост городов, изменение технического оснащения метеостанций, смена сроков наблюдений, изменение форм записи наблюдений привели к резкому уменьшению числа метеостанций, обладающих однородными рядами. За последние два десятилетия в некоторых районах страны были перенесены или закрыты в связи с ростом городов до 20–30 % станций.

При создании „Справочника по климату СССР“, а также при подготовке рядов средних многолетних значений температуры и осадков для целей мониторинга и прогноза климата неоднородность рядов устранялась посредством введения в каждый член одной части ряда (как правило, за более ранние годы) поправки. В качестве поправки использовалась либо средняя разность, либо среднее отношение синхронных значений второй части ряда на данной и на соседней реперной станциях. Такой метод устранения неоднородности ряда,

естественно, можно применить лишь в случае нарушения однородности на одной станции и главным образом при ее переносе. Если же причиной неоднородности явилось развитие города и усиление его влияния на окружающую среду или увеличение растительности вокруг станции, то эту так называемую ползучую неоднородность устранить методом разностей или отношений трудно. Совсем невозможно применять эти методы, в случае, когда нарушение однородности произошло одновременно на всех станциях.

Важной причиной „ломки” рядов явилась замена в 1950 г. на станциях дождемеров осадкомерами, позднее — флюгеров анемометрами с последующим их усовершенствованием, наконец, переход в 1966 г. на всей сети станций к восьмисрочным наблюдениям, проводимым по московскому декретному времени. Помимо этих изменений за последние годы произошло много других частных изменений в методике наблюдений, вызвавших тем не менее вполне серьезную дополнительную ломку рядов. Например, в последние годы иначе определяются ясный и пасмурный день. Если раньше ясным считался день, в который средний балл облачности был меньше двух баллов, то теперь ясный день — это такой день, когда при сумме баллов за восемь сроков, равной или меньшей 15 баллов, ни в один из сроков наблюдений количество облаков не превышает 2 балла. При таком различии в определении число ясных дней, начиная с момента изменения определения, также существенно изменилось.

С течением времени менялся характер фиксации больших скоростей ветра между сроками. До начала 60-х гг. отмечался так называемый бурный ветер между сроками, который входил в определение дня со скоростью ветра большей 15 м/с. Сейчас в книжку КМ-1 записывается максимальный порыв скорости ветра между сроками. В результате в ряду числа дней со скоростью ветра, превышающей 15 м/с, возникла неоднородность.

Изменения подобного типа (которые даже перечислить трудно) очень усложняют климатологическую обработку рядов.

В современных условиях при подготовке климатических справочников, ГОСТов, пособий для различных областей народного хозяйства приходится, как правило, идти по пути отбрасывания части ряда за прошлые годы. Так, например, климатические характеристики метеорологических величин по часам суток, совокупность которых позволяет судить о суточном ходе данной величины, сейчас рассчитываются лишь по данным восьмисрочных наблюдений, т. е. ряды начинаются с 1966 г. Среднее число ясных дней также вычисляется начиная с 1966 г.

Иногда, при смене методики или измерительного прибора, некото-

рое время ведутся параллельные наблюдения по старой и новой методикам или приборам. Данные параллельных наблюдений можно использовать для вычисления поправочных коэффициентов, на которые затем умножаются все члены одной части ряда. Такие коэффициенты, например, вводятся в ряды данных наблюдений за скоростью ветра по флюгеру. Коэффициент перехода от скорости ветра, определенной по флюгеру, к скорости ветра, зафиксированной анемометром, составляет, по данным ряда авторов, проводивших параллельные наблюдения, примерно 0,88.

Вводятся поправки в ряды наблюдений по дождемеру „на приведение к осадкомеру”. С 1966 г. в данные ежедневных наблюдений по осадкомеру вводятся поправки на „смачивание” (некоторое количество осадков не стекает в измерительный сосуд, а остается на стенках ведра осадкомера). Обработывая многолетний климатологический ряд, эту поправку следует ввести в данные за те годы, когда такая поправка не вводилась.

В гидрологических расчетах вследствие необходимости увязки водного баланса участвуют осадки, количество которых умножено на поправочный коэффициент ввиду „ветрового недоучета” (выдувание твердых осадков из осадкомера и непопадание осадков в ведро вследствие ветровой „крышки” над приемником осадков, создающейся при обтекании дождемера воздушным потоком с большой скоростью) и исправлено на испарение осадков из ведра (существенное в летнее время и особенно на юге).

Поправочные коэффициенты должны характеризоваться устойчивостью в пространстве. Если же распределения коэффициентов в пределах одного и того же климатического района отличаются пестротой, то от их введения лучше воздержаться. Вообще исправление данных наблюдений и результатов первичного обобщения (средних за отдельные годы и др.) следует делать с большой осторожностью, чтобы исходные ряды не оказались в дальнейшем непригодными для будущих обобщений. В последующем может возникнуть потребность в таком обобщении, которое в настоящее время трудно предвидеть.

Более правильно вводить поправки уже в климатические характеристики, оставляя при этом возможность вернуться к неисправленным данным. Достигается это тем, что в справочных пособиях указываются значения введенных поправок и обязательно отмечается сам факт их введения, так чтобы потребитель информации не прошел мимо этого.

Рассмотренные затруднения в исправлении неоднородных рядов, а иногда и полная невозможность их исправления, влекущая за собой отбрасывание части ряда, отнюдь не означают допустимости в каких-либо случаях отказываться от тщательной проверки однородности ряда. Анализ однородности ряда, перед тем как по нему начинаются вычисления климатических характеристик, является обязательным этапом климатологической обработки. Такой анализ, однако, следует при современных возможностях вычислительной техники выполнять объективными способами, оценивая количественно величину неоднородности.

Применявшиеся ранее приемы выявления и устранения неоднородности методом разностей и отношений не могут быть непосредственно реализованы с помощью вычислительных машин, так как отсутствуют объективные количественные критерии неоднородности, и успех применения этих приемов в значительной мере зависит от опыта климатолога.

Одним из возможных путей массовой проверки неоднородности рядов на ЭВМ может служить использование статистических критериев. Критерии могут применяться как к рядам наблюдений, так и к рядам разностей или отношений результатов наблюдений на соседних станциях. С помощью критериев выявляются резкие изменения уровня значений ряда, а при усложненной методике контроля — и расщепления ряда.

Временной ряд можно представить в виде

$$X(T) = M(T) + \sigma(T)\xi(T), \quad (1.2)$$

где $X(T)$ — процесс изменения метеорологической величины X , а $M(T)$ и $\sigma(T)$ — математическое ожидание и среднее квадратическое отклонение процесса соответственно, $\xi(T)$ — нормированный стационарный случайный процесс с нулевым математическим ожиданием и единичной дисперсией ($E\xi = 0$; $D\xi = 1$).

Наиболее простой способ выявления неоднородности, когда проверяется наличие или отсутствие изменения только уровня значений ряда, опирается на критерий Стьюдента, обозначаемый t .

Значение t рассчитывается по формуле

$$t = \frac{\bar{y} - \bar{x}}{\sqrt{n\sigma_x^2 + m\sigma_y^2}} \sqrt{\frac{nm(n+m-2)}{n+m}}, \quad (1.3)$$

где n и m — число членов в каждой части ряда объемом N , однородность которого исследуется, т. е. $N = n + m$; $\bar{x}$, $\bar{y}$, σ_x и σ_y — средние зна-

чения и средние квадратические отклонения частей ряда объемом n и m соответственно.

С целью проверки на однородность ряд общим объемом N разбивается на две части объемами n и m членов ($n, m = 2, 3, 4, \dots, N - 2$) и затем для каждой части ряда вычисляются средние значения и средние квадратические отклонения. По формуле (1.3) вычисляется t для $N - 3$ сочетаний n и m и из ряда полученных значений t находится максимальное значение $t(t_{\max})$.

Далее следует обратиться к таблицам значений t , соответствующих определенным значениям вероятностей, называемым таблицами теоретического распределения Стьюдента. В эти таблицы имеется два входа: один это значение вероятности P , второй — параметр g , называемый числом степеней свободы. Параметр g вычисляется по формуле

$$g = n + m - 2. \quad (1.4)$$

Значение вероятности задается. Обычно задают $P_{\leq t} = 0,95$. По $P_{\leq t}$ и g находят по таблице t_p и сравнивают его с рассчитанным ранее $t_{\max}$. Если $t_{\max}$ меньше некоторого критического значения $t_{кр}$, исследуемый ряд можно считать однородным. В противном случае предположение об однородности отвергается, а сочетание n и m , для которого t является максимальным, позволяет установить год нарушения однородности.

Не менее важно проверить ряд на однородность не только с точки зрения изменения уровня его значений, но и его рассеивания. Известны случаи, когда при переносе станции менялось только рассеивание данных. Тогда применялся более сложный метод проверки однородности — метод построения „ступенчатого тренда“, разработанный Л. П. Наумовой. Из выражения (1.2) следует, что если $M(T)$ и $\sigma(T)$ постоянны, то плотности распределения величин $x(T)$ и $\xi(T)$ должны совпадать. На этом основании проверяется гипотеза о соответствии распределений P_x и P_ξ с помощью критерия Колмогорова. Так как критерий Колмогорова применяется к несвязным рядам, а ряды значений метеорологических величин обладают внутриврядной корреляцией, прибегают к специальному приему. Ряд значений величины хронологического ряда заменяется рядом номеров этих значений в хронологическом ряду. Ряд нумеруется от 1 до N и порядковые номера присваиваются всем членам ряда независимо от того, что за какой-то год или ряд лет наблюдения отсутствуют.

Затем весь диапазон значений ряда разбивается на равные гра-

дации. Число градаций K определяется по формуле

$$K = \sqrt{N}. \quad (1.5)$$

Значения метеорологической величины разносятся по градациям последовательно, а затем каждое из них заменяется соответствующим номером. В каждой градации, таким образом, образуется группа возрастающих номеров. Номера должны иметь то же распределение по градациям, что и значения метеорологической величины. Если величина $X(T)$ стационарна и, значит, ее распределение одинаково с распределением величины $\xi(T)$, то номера в каждой градации должны располагаться в строгой последовательности, каждый следующий должен отличаться от предыдущего на 1. На самом деле такая последовательность нарушается, но ряд тем не менее можно считать однородным, если разность между номерами невелика, предельно допустимое (критическое) различие между номерами в каждой градации проверяется по критерию Колмогорова.

Разность между стоящими рядом номерами рассматривается как разность между значениями функций распределения величин X и ξ . Тогда, согласно критерию Колмогорова, выражение критического различия между номерами ряда, $d_{кр}$ для каждой градации, имеет вид

$$d_{кр} = \lambda_{кр} N_K / \sqrt{n_K}, \quad (1.6)$$

где $\lambda_{кр}$ — статистика Колмогорова; N_K — последний номер, попавший в данную градацию; n_K — число попаданий (число номеров) в градацию.

Значение критерия согласия Колмогорова $\lambda_{кр}$ выбирается в зависимости от заданной вероятности. Ниже приведены некоторые значения $\lambda_{кр}$, соответствующие различной вероятности:

P %	99,9	95	90	50	10	5	1	0,1
$\lambda_{кр}$	0,374	0,520	0,571	0,828	1,224	1,358	1,627	1,950

Сравнивая различия между номерами в каждой градации, можно выделить разрывы в номерах, превышающие $d_{кр}$. Эти разрывы указывают на нарушение однородности ряда. Однако, чтобы установить начало периода нарушения однородности, нужно сопоставить такие нарушения по всем градациям. Рисунок 1.1 иллюстрирует необходимость такого сопоставления.

Сопоставление пары номеров, разность между которыми превышает $d_{кр}$, наиболее удобно проводить графически с помощью следующего приема. На числовой оси от 1 до N отмечается первый из стоящих в паре номеров круглой скобкой, второй — квадратной. Таким способом на числовую ось наносится ряд круглых и квадратных скобок.

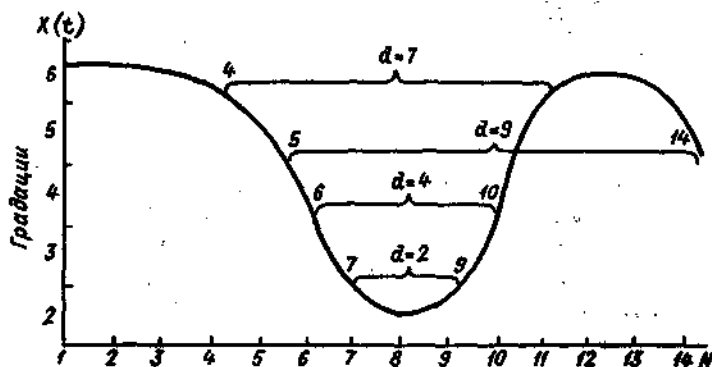


Рис. 1.1. Разности номеров по градиентам.

Чтобы выявить однородные участки анализируемого ряда и годы, в которые произошло нарушение однородности, рассматриваются последовательно все нанесенные на числовую ось квадратные скобки и выбираются только те из них, перед которыми находится хотя бы одна круглая скобка. Порядковый номер, соответствующий квадратной скобке первой такой пары, является первым годом нарушения однородности. Следовательно, первый стационарный участок включает ряд лет от первого года наблюдений до года, соответствующего первой квадратной скобке. Сам год нарушения однородности в этот участок не входит и является началом следующего стационарного участка. Следующая по порядку квадратная скобка, имеющая перед собой круглую, показывает второе нарушение однородности ряда и т. д.

После того как определены все стационарные участки, проводится осреднение значений метеорологической величины в пределах каждого участка и строится ступенчатый график („ступенчатый тренд“). Величина ступеньки позволяет количественно судить о степени неоднородности ряда. Следует заметить, что утверждение о неоднородности не является категорическим, а имеет некоторую заранее устанавливаемую нами вероятность. Выбор вероятности является в некоторой степени условным, он определяется, исходя из задачи, для решения которой используются климатические характеристики данного ряда с учетом соответствующей функции риска.

Еще одна дополнительная условность вносится вследствие произ-

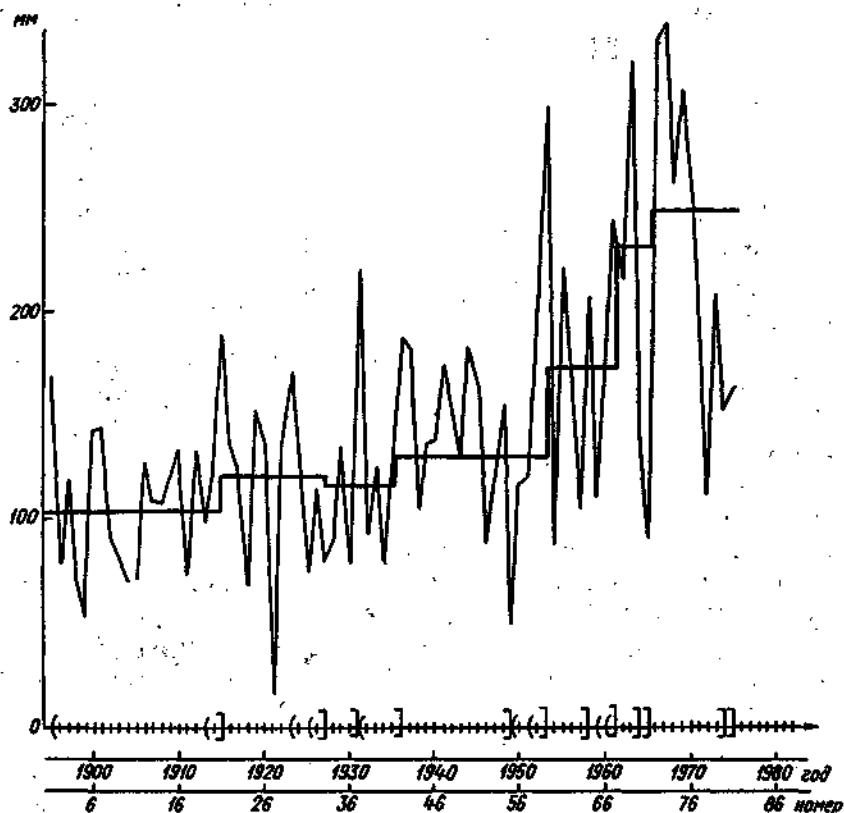


Рис. 1.2. График „ступенчатого тренда“.

вольного выбора градаций. Чем больше градаций, тем на большее число однородных участков будет разбит исходный ряд. Аналогичная условность присуща и другим методам выделения детерминированной составляющей ряда („фильтрации” ряда), например скользящему осреднению, которое может выполняться по разным периодам. Преимущество данного метода состоит в том, что при выбранном числе интервалов значения ряда объединяются в наиболее однородные группы. Кроме того, точность разбиения ряда на градации, определяющего и точность выделения однородных участков, можно количественно оценить.

Проиллюстрируем данный метод проверки однородности на примере ряда количества осадков холодного полугодия в г. Одессе за период наблюдения с 1895 по 1975 г. (рис. 1.2).

1.3.

Методы расчета климатических показателей

1.3.1

Характеристики, используемые при обработке данных о климате

При статистических исследованиях метеорологического режима обычно считается, что наблюдаемый временной ряд является реализацией случайного процесса, отражающего характерные изменения одной или нескольких метеорологических величин. Суть климатологической обработки при этом заключается в том, чтобы на основании анализа имеющегося временного ряда получить основные вероятностные закономерности, характерные для всего процесса. Для того чтобы при обработке и анализе климатологических рядов можно было воспользоваться методами, разработанными в математической статистике и теории случайных функций, используются некоторые априорные сведения о структуре изучаемого процесса.

Во-первых, часто предполагается, что исследуемый случайный процесс является стационарным. Не останавливаясь подробно на характеристике стационарных случайных процессов, заметим, что различают строгую стационарность и локальную стационарность. В большинстве климатологических приложений, связанных с получением статистических характеристик временных рядов, пользуются понятием локальной стационарности. В этом случае младшие моменты (среднее значение, дисперсия) не меняются во времени в пределах интервала наблюдений, а ковариационная функция зависит от разности моментов времени, для которых она вычисляется.

Локальную стационарность наряду с методом, изложенным выше, часто проверяют путем расчета и сопоставления статистических характеристик для разных отрезков временного ряда.

Во-вторых, при получении вероятностных характеристик изучаемого процесса считается, что рассматриваемый процесс является эргодичным. Свойство эргодичности означает, что надежные статистические характеристики процесса могут быть получены всего по одной его реализации. Гипотеза эргодичности широко используется в климатологических исследованиях, так как климатологический ряд можно рассматривать как одну-единственную реализацию, отражающую изменения климата Земли в рассматриваемый период. Формального

доказательства справедливости применения этой гипотезы к климатологическим рядам обычно не приводят. Однако следует заметить, что для реальных физических процессов данная гипотеза является в большинстве случаев оправданной.

Использование гипотез стационарности и эргодичности предполагает, что для получения исчерпывающей информации о вероятностных характеристиках изучаемого явления необходимо иметь бесконечно большое множество результатов наблюдения. Такое гипотетическое множество принято называть генеральной совокупностью.

Практически всегда ограничиваются конечным числом наблюдений. При этом ряд однородных наблюдений принято называть выборкой. Выборка будет отражать свойства генеральной совокупности с приемлемой точностью, если она будет достаточно представительной (многочисленной).

В процессе климатологической обработки удается получить надежные характеристики генеральной совокупности на основе анализа выборочных данных. Если выборка достаточно велика, то характеристики ее устойчивы, т. е. не меняются при пересчете по ряду, к которому добавлено еще несколько лет. При решении конкретных практических задач, связанных с описанием метеорологического режима, обычно используют следующие статистические характеристики процессов:

- 1) повторяемость и эмпирическую функцию распределения значений метеовеличин;
- 2) числовые характеристики распределений, прежде всего первые четыре центральных момента;
- 3) экстремальные характеристики метеорологических величин и явлений.

Поскольку климатические условия характеризуются не какой-то конкретной метеорологической величиной, а совокупностью различных метеовеличин, то при решении задач обработки климатологической информации большое внимание уделяется исследованию различных систем метеорологических величин — метеорологическим комплексам. Примерами таких систем являются двухмерный комплекс температура—влажность, эффективная температура и т. д. В зависимости от характера решаемой задачи могут быть составлены различные комплексы. При исследовании метеорологических комплексов используют следующие статистические характеристики:

- 1) числовые характеристики распределений отдельных элементов, составляющих комплекс;
- 2) корреляционные моменты и корреляционные функции раз-

личных метеовеличин;

- 3) смещенные моменты распределений;
- 4) повторяемости различных сочетаний метеовеличин.

Ввиду того что статистические характеристики отдельных метеовеличин и метеорологических комплексов используются для описания климата и его возможных изменений, их принято называть климатическими показателями. Поскольку климатические показатели рассчитываются по ограниченному объему данных, то результатом таких вычислений являются статистические характеристики, отличные от истинных. Статистические характеристики, вычисленные по ограниченной выборке, называются статистическими оценками или оценками климатических показателей.

Ряд значений метеорологической величины, являющийся результатом наблюдений, можно считать случайной выборкой из генеральной совокупности. Полученная по такой выборке оценка также является случайной величиной, для ее характеристики следует использовать вероятностные законы. Кроме того, для вычисления одной и той же оценки можно указать сразу несколько алгоритмов. Естественно, встает вопрос о степени достоверности полученных оценок. О надежности оценок и степени их соответствия истинным значениям можно судить по некоторым фундаментальным свойствам оценок, среди которых основными являются состоятельность, несмещенность и эффективность.

Состоятельность оценки означает, что при достаточно большом объеме выборки отклонения оценки от истинного значения, со сколь угодно большой вероятностью, меньше любой наперед заданной величины. Таким образом, свойство состоятельности характеризует поведение оценки при стремлении объема выборки к бесконечности, т.е. является асимптотическим свойством.

Несмещенность оценки. Оценка является несмещенной, если разность между математическим ожиданием оцениваемой характеристики и ее истинным значением равна нулю. В противном случае оценка называется смещенной. Если значение смещения стремится к нулю при бесконечном возрастании объема выборки, то оценка называется асимптотически несмещенной.

Эффективность. Точность оценки некоторой характеристики можно количественно определить с помощью среднего квадрата ошибки. Эта величина представляет собой средний квадрат разности между

оценкой и истинным значением.

Можно показать, что средний квадрат ошибки равен сумме дисперсии оценки и квадрата смещения оценки. При практических расчетах эффективной оценкой считается оценка, обладающая минимальной дисперсией и нулевым смещением. Таким образом, чем выше степень эффективности, тем теснее сгруппированы оценки около оцениваемого параметра.

Далеко не всегда удается удовлетворить всем перечисленным требованиям. Поэтому в каждом конкретном случае выбор той или иной оценки определяется практическими соображениями, например экономичностью расчетов, необходимой точностью и т. д.

1.3.2

Расчет повторяемости и эмпирических функций распределения отдельных метеорологических величин

Важным этапом обработки рядов метеорологических данных является получение распределения повторяемостей значений метеорологических величин. Если объем метеорологической информации, используемой в обработке, достаточно велик, то с целью уплотнения данных наблюдений обычно прибегают к их группировке. Для этого по результатам наблюдений определяют максимальное и минимальное значения временного ряда. Весь диапазон изменения метеорологической величины разбивают на некоторое число обычно одинаковых интервалов.

После этого подсчитывают число наблюдений n_k , попавших в интервал Δx_k . По значениям n_k получают относительные частоты (частости) по формуле

$$\tilde{p}_k = n_k/N, \quad k = 1, 2, \dots, s, \quad (1.7)$$

где N — общее число наблюдений, s — число градаций.

Число n_k называют повторяемостью, а $\tilde{p}_k$ является оценкой истинного значения вероятности. Можно доказать, что эта оценка является несмещенной, эффективной и состоятельной при $N \rightarrow \infty$.

Для наглядности оценку вероятности часто выражают в процентах. Рассчитанные повторяемости или частости представляют в виде таблицы, в которой указывают также значения интервалов Δx_k .

В некоторых случаях для характеристики распределения вычисляют относительную плотность попадания метеорологической величины в каждый интервал. Вычисления производят по формуле

$$v_k = \tilde{p}_k/\Delta x_k = n_k/N\Delta x_k, \quad k = 1, 2, \dots, s. \quad (1.8)$$

Рассчитанные таким образом значения можно представить в виде ступенчатой кривой графически: по оси абсцисс откладывать интер-

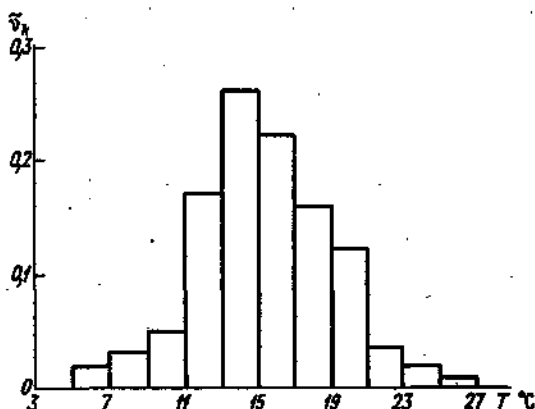


Рис. 1.3. Гистограмма распределения температуры воздуха. Ленинград. Июль, 21 ч.

валы Δx_k и на каждом из них, как на основании, строить прямоугольник, высота которого равна v_k . Полученная ступенчатая кривая называется гистограммой. Площадь каждого прямоугольника на гистограмме равна соответствующей частоте. На рис. 1.3 для примера изображена гистограмма распределения температуры воздуха в г. Ленинграде.

Зная значения частот для различных интервалов, можно определить эмпирическую функцию распределения или накопленную частоту. За эмпирическую функцию распределения обычно принимают функцию вида

$$\tilde{F}(x) = n_x/N,$$

где n_x — число случаев, в которых случайная величина X оказывается меньше некоторого значения x . Поскольку при $N \rightarrow \infty$ частота стремится к истинным значениям вероятности, то эмпирическая кривая также приближается к теоретическому распределению

$$F(x) = P(x \leq X) \text{ при } N \rightarrow \infty.$$

График $\tilde{F}(x)$ представляет собой возрастающую ступенчатую кривую (рис. 1.4), ординаты которой рассчитываются по формуле

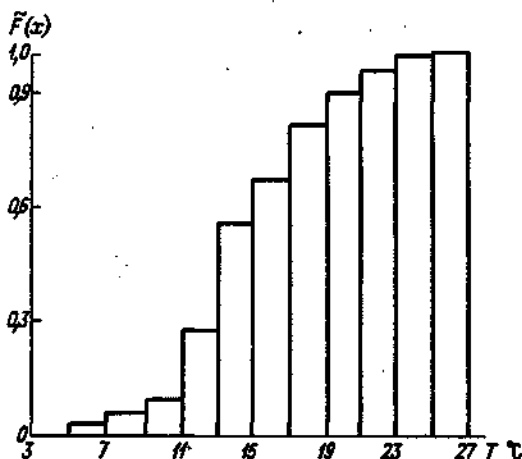


Рис. 1.4. Эмпирическая функция распределения температуры воздуха. Ленинград. Июль, 21 ч.

$$\tilde{F}(x_i < x \leq x_{i+1}) = \sum_{k=i}^j \tilde{p}_k, \quad i = 1, \dots, s, \quad (1.9)$$

где s — число градаций, x_i и x_{i+1} — крайние значения метеовеличин в градации. При построении эмпирической функции распределения принимаются во внимание следующие граничные условия:

$$\tilde{F}(x \leq x_1) = 0; \quad \tilde{F}(x > x_{s+1}) = 1. \quad (1.10)$$

В некоторых случаях вместо эмпирической функции распределения строят графики, уравнения которых определяются выражением

$$\tilde{\Phi}(x) = 1 - \tilde{F}(x) = P(X > x). \quad (1.11)$$

При построении гистограмм и эмпирических функций распределения чрезвычайно важно правильно выбрать размер градации. Если значения градаций достаточно малы, то в каждый интервал из-за ограниченности объема выборки попадает мало наблюдений. При этом гистограмма получается многовершинной и не отражает наглядно существенных свойств распределения. К тому же при очень большом числе градаций пропадает смысл группировки. С другой стороны, если число градаций невелико, то трудно выявить характерные черты распределения. Поэтому необходимо выбрать некоторое оптимальное значение градации.

Однозначных рекомендаций дать в этом случае нельзя. Поэтому мы просто перечислим некоторые эмпирические правила определения ширины интервала и дадим краткую характеристику результатов исследований, выполненных в этом направлении.

Одним из наиболее простых способов определения числа градаций является способ, основанный на использовании выражения

$$s = 5 \lg N, \quad (1.12)$$

где s — число градаций, N — объем обрабатываемой информации.

В этом случае единственным параметром, по которому оценивается число градаций, является объем выборки. Численные эксперименты, выполненные с помощью формулы (1.12), показали, что надежные результаты получаются только при очень большом количестве наблюдений.

Другим способом определения размера интервала группировки является его задание равным 0,50, т. е. учитывается изменчивость метеовеличины. В некоторых случаях учитывается также относительная ошибка группирования данных. Например, число градаций может быть определено с помощью формулы

$$\sigma_{\Delta x} / \bar{x} = 2,4 / s \sqrt{2N}. \quad (1.13)$$

В этом случае для определения числа градаций необходимо знать среднюю квадратическую ошибку группировки данных и среднее квадратическое значение самой метеовеличины.

Существуют и другие более сложные способы оценки оптимального интервала, связанные, например, с расчетом энтропии распределения. В качестве оптимального в этом случае выбирается интервал, отвечающий минимуму энтропии.

1.3.3

Расчет основных климатических показателей

При решении исследовательских и прикладных задач в климатологии широкое распространение получили различные числовые характеристики случайных процессов. Эти характеристики в зависимости от их назначения и необходимой детализации, как уже отмечалось, рассматриваются с различным осреднением.

Средние значения метеовеличин, характеристики их изменчивости, устойчивости, связности и другие климатические показатели могут быть выражены через начальные и центральные моменты распределе-

ния. Выражение для начального момента $\tilde{v}_q$ имеет вид

$$\tilde{v}_q = \sum_{i=1}^N x_i^q \tilde{p}_i, \quad (1.14)$$

для центрального момента

$$\tilde{\mu}_q = \sum_{i=1}^N (x_i - v_1)^q \tilde{p}_i, \quad (1.15)$$

где x_i — значение метеорологической величины, $\tilde{p}_i$ — выборочная вероятность этого значения, символ „ $\sim$ ” означает, что рассматриваются выборочные характеристики.

Для характеристики случайных величин в дополнение к (1.14) и (1.15) используется смешанный момент

$$\tilde{\mu}_{kl} = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (x_i - v_{1x})^k (y_j - v_{1y})^l \tilde{p}_{ij}, \quad (1.16)$$

где $\tilde{p}_{ij}$ — совместная вероятность появления случайных величин.

На практике обычно используют одноточечные моменты первых четырех порядков, а также смешанный центральный момент второго порядка $\tilde{\mu}_{11}$, называемый корреляционным моментом.

Выражения для средней величины ($\tilde{x}$), среднего квадратического отклонения ($\tilde{\sigma}$), коэффициентов асимметрии ($\tilde{A}$), эксцесса ($\tilde{E}$) и корреляции ($\tilde{r}$) могут быть записаны в виде:

$$\begin{aligned} \tilde{x} &= \tilde{v}_1, \quad \tilde{\sigma} = \mu_2^{1/2}, \quad \tilde{A} = \tilde{\mu}_3 \tilde{\mu}_2^{-3/2}, \\ E &= \tilde{\mu}_4 \tilde{\mu}_2^{-2} - 3, \quad r_{x,y} = \tilde{\mu}_{11} (\tilde{\mu}_{02} \tilde{\mu}_{20})^{-1/2}. \end{aligned} \quad (1.17)$$

Если моменты рассчитываются по сгруппированному ряду наблюдений, то их оценка производится с помощью формул:

$$v_q^* = \sum_{i=1}^S p_i^* x_i^q, \quad (1.18)$$

$$\mu_q^* = \sum_{i=1}^S p_i^* (x_i - v_1^*)^q, \quad (1.19)$$

$$\mu_{kl}^* = \sum_{i=1}^S \sum_{j=1}^T (x_i - v_{1x}^*)^k (y_j - v_{1y}^*)^l p_{ij}^*. \quad (1.20)$$

Здесь x_i — значение случайной величины в середине i -й градации, p_i^* — эмпирическая вероятность появления величины x_i в i -й градации.

Систематические ошибки, возникающие при расчетах моментов по сгруппированным данным, в большинстве случаев оказываются тем выше, чем больше ширина градации. В тех случаях, когда распреде-

ления обладают не очень большой асимметрией, эта погрешность может быть учтена путем введения так называемой поправки Шепарда. При этом выражения для моментов будут иметь вид:

$$\begin{aligned}\tilde{\nu}_1^* &= \nu_1^*, \quad \tilde{\mu}_2^* = \mu_2^* - 1/12 (\Delta x)^2, \\ \tilde{\mu}_3^* &= \mu_3^*, \quad \tilde{\mu}_4^* = \mu_4^* - 1/2 \mu_2^* (\Delta x)^2 + 7/240 (\Delta x)^2,\end{aligned}\quad (1.21)$$

где $\tilde{\mu}_k^*$ и $\tilde{\nu}_k^*$ — исправленные значения моментов, Δx — ширина градации.

Численные эксперименты показали, что введение поправок существенно уменьшает погрешность определения моментов. Получаемые при этом результаты оказываются весьма близкими к результатам расчета климатических показателей, полученным непосредственно из рядов наблюдений.

Следует отметить, что коэффициенты асимметрии и эксцесса, вычисленные без учета поправок при больших значениях ширины градации, оказываются точнее, чем значения, вычисленные с поправкой. Это связано с тем, что коэффициенты асимметрии и эксцесса являются отношениями моментов, и ошибки, возникающие за счет группировки, компенсируют друг друга.

Кроме климатических показателей, определенных формулами (1.21), используются и другие показатели. Помимо средней величины, характеризующей математическое ожидание, вводятся еще две характеристики — медиана и мода.

Медиану можно определить как корень уравнения

$$F(x_i) = 0,5.$$

Искомое значение x_i в этом случае может быть определено по эмпирической кривой распределения. В некоторых случаях кроме медианы определяют еще квантиль распределения.

Квантилью порядка q называют корень уравнения

$$F(x_q) = q,$$

где q — некоторое заданное число; $0 < q < 1$. Медиана, таким образом, есть квантиль порядка $1/2$ или 50 %-ная квантиль (обеспеченность).

Модой называют случайную величину x_m , которой соответствует максимум плотности вероятности. Моду рекомендуется определять для резко асимметричных распределений.

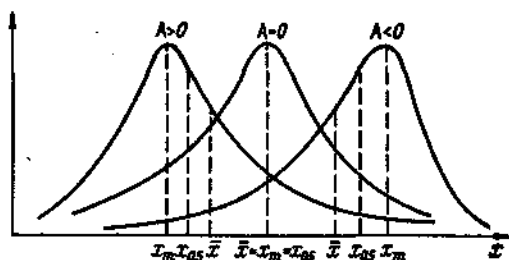


Рис. 1.5. Взаимное расположение моды x_m , медианы $x_{0.5}$ и средней величины $\bar{x}$ при различной асимметрии законов распределения.

Соотношения между математическим ожиданием и модой изображены на рис. 1.5. Из рисунка видно, что в случае симметричных законов распределения все три величины совпадают. Для асимметричных распределений совпадения не наблюдается. Если мода предшествует медиане, то асимметрия положительна, в противном случае она является отрицательной величиной. При положительной асимметрии большая часть кривой распределения находится справа от моды, поэтому такую асимметрию называют правосторонней. Величину асимметрии принято считать малой при $|A| \leq 0,25$, умеренной при $0,25 < |A| \leq 0,5$ и большой при $|A| > 0,50$.

Кроме средней величины, медианы и моды, которые иногда называют характеристиками положения (имея в виду положение максимума распределения), в качестве климатических показателей используют так называемые характеристики рассеивания. К числу последних, помимо среднего квадратического отклонения и дисперсии, относятся среднее абсолютное отклонение и коэффициент вариации.

Среднее абсолютное отклонение определяется выражением

$$\gamma = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |x_i - \bar{x}|. \quad (1.22)$$

Коэффициент вариации является относительной величиной и определяется по формуле

$$c_v = \sigma / \bar{x}. \quad (1.23)$$

Таблица 1.1

Выборочные значения климатических показателей
температуры воздуха для центральных месяцев сезонов

Месяц	N	$\bar{T}$ °C	σ °C	A	B
Быково					
Январь	14 111	-9,6	8,1	-0,5	-0,7
Апрель	13 369	6,4	6,2	0,1	0,4
Июль	13 386	20,2	5,1	0,3	-0,3
Октябрь	14 131	6,6	5,0	-0,5	0,9
Домодедово					
Январь	4 455	-13,0	8,1	-0,1	-0,9
Апрель	4 318	7,1	5,7	-0,2	0,8
Июль	4 463	18,9	4,8	0,3	-0,4
Октябрь	4 463	6,2	5,3	-0,5	1,0

Употребление этой величины бывает удобным, когда сопоставление средних квадратических отклонений, определяемых для различных точек пространства или различных периодов времени, является непоказательным вследствие больших изменений величины в пространстве (осадки, скорость ветра).

Важным климатическим показателем является коэффициент эксцесса (или характеристика островершинности распределения). Кривые более островершинные по сравнению с нормальной кривой обладают положительным эксцессом, кривые с более пологой вершиной — отрицательным эксцессом. Коэффициент эксцесса колеблется от -2 до ∞ . При $E = -2$ кривая распределения распадается на две отдельные кривые.

В качестве примера в табл. 1.1 приведены выборочные значения основных климатических показателей для двух пунктов.

Остановимся теперь на точности выборочных оценок климатических показателей. Точность оценок зависит от объема выборки, степени связности временного ряда, характера распределения случайных величин. В большинстве случаев выборочное среднее арифметическое значение рассчитывается по формуле

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i.$$

Можно показать, что в случае независимых наблюдений эта оценка

является несмещенной, состоятельной и эффективной. Дисперсия оценки обратно пропорциональна объему исходных данных.

В том случае, когда оценка среднего значения производится на основе связанных выборок, средняя квадратическая ошибка среднего арифметического рассчитывается по формуле

$$\sigma_{\bar{x}}^2 = \frac{\sigma_x^2}{N} \left(1 + \frac{2}{N} \sum_{i < j} r_{ij} \right), \quad (1.24)$$

где r_{ij} — коэффициент корреляции между i и j членами ряда. Из этой формулы видно, что положительная корреляция увеличивает среднюю квадратическую ошибку оценки и тем самым снижает ее надежность. Таким образом для получения надежных оценок по независимым данным требуется меньший объем исходной информации.

Для оценки дисперсии можно воспользоваться следующей формулой:

$$\sigma_x^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2. \quad (1.25)$$

Данная оценка также является состоятельной и эффективной, но не является несмещенной. Значение смещения в этом случае равно

$$L = \sigma_x^2/N.$$

При больших значениях N это смещение мало и его можно не принимать во внимание. При малых выборках необходимо проводить коррекцию оценок (1.25), умножая ее на величину $N/(N-1)$. В этом случае оценка будет иметь вид

$$\tilde{\sigma}_x^2 = \frac{N}{N-1} \sigma_x^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2. \quad (1.26)$$

Она будет состоятельной и несмещенной.

Для определения ошибки дисперсии несмещенной оценки можно воспользоваться формулой

$$\sigma_{\tilde{\sigma}_x^2}^2 = \sigma_{y_i^2}/(N-1), \quad (1.27)$$

где $y_i^2 = (x_i - \bar{x})^2$.

Для связанных рядов наблюдений формула (1.27) принимает вид

$$\sigma_{\tilde{\sigma}_x^2}^2 = \frac{\sigma_{y_i^2}}{N-1} \sqrt{1 + \frac{2}{N-1} \sum_{i < j} r_{ij} y_i^2 y_j^2}. \quad (1.28)$$

Из формулы (1.28) видно, что коррелированность значений временного ряда в меньшей степени снижает объем необходимой информации, чем при расчете средней величины. Коррелированность времен-

Таблица 1.2

Оценивание оценок ошибок определения статистических характеристик с учетом связности ряда к ошибкам, оцененной без учета связности (σ_1/σ_0)

Число сроков наблюдений	Статистический параметр				
	$\bar{x}$	σ_x	A_x	E_x	$r_x(24)$
24	12,4	9,6	7,0	5,8	7,5
8	7,1	5,5	4,1	3,4	4,3
4	5,0	3,9	2,9	2,4	3,1
1	2,5	2,0	1,4	1,4	1,6

ных рядов оказывает существенное влияние и на другие климатические показатели. Для примера в табл. 1.2 приведены оценки погрешностей основных климатических показателей, рассчитанных по наблюдениям за температурой воздуха в январе на ГМС Ленинград.

Результаты, приведенные в таблице, показывают, что неучет связности значительно превышает точность климатических характеристик.

Для определения точности климатических показателей можно воспользоваться формулой для ошибки центральных моментов

$$\sigma_{\mu_q} \approx \sqrt{\frac{\mu_{2q} - \mu_q + q^2 \mu_{2q} \mu_{q-1}^2 - 2q \mu_{q-1} \mu_{q+1}}{N}} \quad (1.29)$$

Если предположить, что распределение анализируемой метеовеличины является нормальным, то на основании (1.29) получаются следующие простые формулы для ошибок:

$$\sigma_0 \approx \sigma / \sqrt{2N-1}, \quad (1.30)$$

$$\sigma_A \approx \sqrt{6/N}, \quad (1.31)$$

$$\sigma_E \approx \sqrt{24/N}. \quad (1.32)$$

При расчете коэффициентов корреляции по эмпирическим данным для выборки, взятой из нормальной генеральной совокупности, обычно пользуются формулой

$$\sigma_r = (1 - r^2) / \sqrt{N}. \quad (1.33)$$

Следует сказать, что эта формула применима только для больших

рядов наблюдений, когда $N \geq 50$ и значения коэффициентов корреляции невелики ($r \leq 0,5$).

Для малых выборок ($N \leq 50$) оценка достоверности коэффициентов корреляции выполняется с помощью преобразования Р. Фишера

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}.$$

Эта величина с ростом N стремится к нормальному закону.

Рассмотренный выше способ определения ошибок заключается в вычислении единственного (точечного) значения ошибки. Другой более полный и надежный способ оценивания заключается в определении некоторого интервала, в котором с заданной степенью достоверности будет заключено значение оцениваемого климатического показателя. Интервал длиной (λ_1, λ_2) , внутри которого лежит оценка климатического показателя и в котором с вероятностью β заключено истинное значение климатического показателя, называется доверительным интервалом.

Для построения доверительных интервалов необходимо знать законы распределения соответствующих климатических показателей. Для больших выборок ($N \geq 50$) многие климатические показатели обладают свойствами асимптотической нормальности, т. е. при $N \rightarrow \infty$ их распределения стремятся к нормальному. В этом случае искомый доверительный интервал будет иметь вид

$$I_{\beta}(\theta) = [\tilde{\theta} - t_q \sigma_{\tilde{\theta}}, \tilde{\theta} + t_q \sigma_{\tilde{\theta}}], \quad (1.34)$$

где $\tilde{\theta}$ — оценка климатического показателя; t_q — квантиль нормального распределения, определяемая из условия

$$\Phi(t) = (1 - q/100)/2, \quad (1.35)$$

q — уровень значимости, связанный с доверительной вероятностью β соотношением

$$\beta = 1 - q/100;$$

$$\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t \exp(-x^2/2) dx \quad (1.36)$$

— интеграл вероятности.

Наиболее часто доверительную вероятность принимают равной 0,95 или 0,99 ($q = 5\%$ и $q = 1\%$). При этом для величины t_q получаются значения 1,96 и 2,58 соответственно.

В частности, для средней величины, среднего квадратического отклонения и коэффициента корреляции доверительные интервалы при 5 %-ном уровне значимости будут иметь вид:

$$\begin{aligned} I_{0,95}(\bar{x}) &= \left[\bar{x}^* - 1,96 \frac{\sigma_x}{\sqrt{N-1}}; \bar{x}^* + 1,96 \frac{\sigma_x}{\sqrt{N-1}} \right], \\ I_{0,95}(\sigma_x) &= \left[\sigma_x^* - 1,96 \frac{\sigma_x^*}{\sqrt{2N-1}}; \sigma_x^* + 1,96 \frac{\sigma_x^*}{\sqrt{2N-1}} \right], \\ I_{0,95}(r_{xy}) &= \left[r_{xy}^* - 1,96 \frac{1-r_{xy}^2}{\sqrt{N}}; r_{xy}^* + 1,96 \frac{1-r_{xy}^2}{\sqrt{N}} \right]. \end{aligned} \quad (1.37)$$

Для малых выборок ($N < 50$) квантиль t_q определяется при фиксированном уровне значимости по закону Стьюдента для средней величины и по закону χ^2 (хи-квадрат) для среднего квадратического отклонения. В этом случае соответствующие доверительные интервалы имеют вид

$$I_\beta(\bar{x}) = \left[\bar{x}^* - t_q \frac{\sigma_x}{\sqrt{N-1}}, \bar{x}^* + t_q \frac{\sigma_x}{\sqrt{N-1}} \right], \quad (1.38)$$

где t_q — квантиль распределения Стьюдента, которая находится по специальным таблицам при q %-ном уровне значимости. Доверительный интервал для σ в данном случае оказывается несимметричным, ввиду несимметричности распределения χ^2

$$I_\beta(\sigma) = \left[\frac{\sqrt{N-1} \sigma}{\chi_2}; \frac{\sqrt{N-1} \sigma}{\chi_1} \right]. \quad (1.39)$$

Величины χ_1 и χ_2 определяются по таблицам распределения χ^2 . При этом χ_2 ищется для вероятности $p = 0,5q/100$, а χ_1 — для вероятности $p = 1 - 0,5q/100$. Для определения этих величин может быть использована также кривая плотности распределения χ^2 , изображенная на рис.1.6.

В качестве примера в табл.1.3 приведены стандартные ошибки выборочных климатических показателей температуры воздуха для двух пунктов, полученные в предположении, что распределение температуры близко к нормальному. Зная эти ошибки, нетрудно построить соответствующие доверительные интервалы.

При оценивании коэффициентов корреляции по малым выборкам

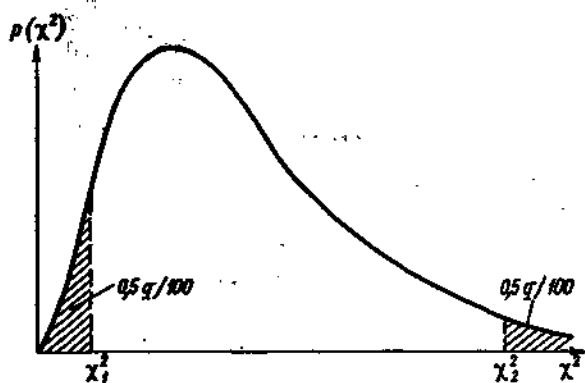


Рис. 1.6. Плотность вероятности распределения χ^2 .

Таблица 1.3

Стандартные отклонения выборочных
климатических показателей

Месяц	$1000 \bar{x}$	$100 \sigma_D$	$1000 A$	$1000 B$
Быково				
Январь	6,8	4,8	2,1	4,1
Апрель	5,3	3,8	2,1	4,2
Июль	4,4	3,0	2,1	4,2
Октябрь	4,2	3,0	2,1	4,1
Домодедово				
Январь	12,1	8,6	3,8	7,3
Апрель	8,5	6,0	3,8	7,3
Июль	7,2	5,1	3,8	7,3
Октябрь	8,0	5,7	3,8	7,3

для построения доверительного интервала пользуются случайной величиной

$$z = 0.5 \ln[(1 + r_{xy}^*) / (1 - r_{xy}^*)], \quad (1.40)$$

которая с увеличением N стремится к нормальному закону существенно быстрее, чем распределение оценки r_{xy}^* . В этом случае доверительный интервал рассчитывается следующим образом:

$$I_R(z) = [z - t_q \sigma_z; z + t_q \sigma_z], \quad (1.41)$$

где $\sigma_z \approx 1/(N-3)$, t_q — квантиль нормального распределения.

Определяемая по формуле (1.40) величина z сопоставляется с некоторым критическим значением

$$z_{кр} = t_q / \sqrt{N-3}. \quad (1.42)$$

Если оказывается, что $z > z_{кр}$, то для заданного q вычисленное значение коэффициента корреляции значимо отличается от нуля.

В табл. 1.4 приведены значения верхней и нижней границ доверительного интервала для оценки коэффициентов корреляции при $q = 5\%$.

1.3.4

Аппроксимация распределений метеорологических величин теоретическими законами

Во многих случаях возникает необходимость аппроксимации экспериментально полученной гистограммы подходящим аналитическим выражением, представляющим собой некоторый теоретический закон распределения. Эта операция называется выравниванием статистических данных. Обычно аппроксимация производится для получения каких-либо выводов о физическом механизме изучаемого явления или же для выполнения последующих расчетов.

Приступая к аппроксимации прежде всего необходимо решить вопрос: какое распределение использовать, дискретное или непрерывное? В климатологических исследованиях с помощью дискретных распределений аппроксимируют гистограммы, характеризующие различ-

Таблица 1.4

Оценки верхних (в) и нижних (н) границ доверительного интервала для различных коэффициентов корреляции при 5 %-ном уровне значимости

r_{xy}	z	$N = 250$ $\alpha_{кр} = 0,125$		$N = 200$ $\alpha_{кр} = 0,159$		$N = 150$ $\alpha_{кр} = 0,161$		$N = 100$ $\alpha_{кр} = 0,200$		$N = 50$ $\alpha_{кр} = 0,286$	
		в	н	в	н	в	н	в	н	в	н
0,9	1,472	0,87	0,92	0,87	0,92	0,86	0,93	0,85	0,93	0,83	0,94
0,8	1,099	0,75	0,84	0,74	0,84	0,74	0,85	0,72	0,86	0,67	0,88
0,7	0,867	0,63	0,76	0,62	0,77	0,61	0,77	0,58	0,79	0,52	0,82
0,6	0,693	0,51	0,67	0,50	0,68	0,49	0,69	0,46	0,71	0,39	0,75
0,5	0,549	0,40	0,59	0,39	0,60	0,37	0,61	0,34	0,63	0,26	0,68
0,4	0,424	0,29	0,50	0,28	0,51	0,26	0,52	0,22	0,55	0,14	0,61
0,3	0,310	0,18	0,41	0,17	0,42	0,15	0,44	0,11	0,47	0,02	0,54
0,2	0,203	0,08	0,32	0,06	0,33	0,04	0,35	0,00	0,39	-0,08	0,45
0,1	0,100	-0,02	0,22	-0,04	0,24	-0,06	0,26	-0,10	0,29	-0,18	0,37

ные атмосферные явления. Например, число дней с заморозком, туманом или метелью, число летних гроз, длительность бездождных периодов и т. д.

Распределение отдельных метеорологических величин обычно аппроксимируют с помощью непрерывных законов. На практике, как правило, используют 4 основных вида законов распределения: одновершинные, U-образные и J-образные, многовершинные. Для того чтобы выбрать подходящий закон распределения, сначала производится качественное сопоставление характера построенной гистограммы с графиками различных теоретических распределений.

Наиболее распространенными в климатологических приложениях являются одновершинные распределения. Одновершинные распределения бывают симметричными и несимметричными, имеющими некоторую отрицательную или положительную асимметрию. Симметричные распределения свойственны тем метеорологическим величинам, которые не имеют четко определенных физических пределов и которые формируются под влиянием большого числа совокупно действующих факторов. Такими метеорологическими величинами являются, например, температура воздуха, атмосферное давление, парциальное давление водяного пара в летний и зимний сезоны в умеренных широтах. В качестве примера симметричного распределения на рис. 1.3 приведена гистограмма распределения температуры воздуха для июля в Ленинграде.

Во многих случаях распределения не являются симметричными. Несимметричность распределения является свидетельством того, что существует какой-то доминирующий фактор, ограничивающий появление некоторых значений метеорологической величины. Примерами асимметричных распределений могут служить кривые распределения температуры воздуха в различных климатических зонах нашей страны. На рис. 1.7 приведены распределения средней суточной температуры воздуха для Москвы и Оймякона.

Распределения, имеющие U-образный и J-образный вид, формируются в тех случаях, когда значения метеорологической величины имеют легко достижимый физический предел, по крайней мере с одной стороны. Примером может служить распределение толщин облаков различных форм, приведенное на рис. 1.8. Из рисунка видно, что фронтальные ($A_s - N_s$) и кучевые облака имеют малую повторяемость

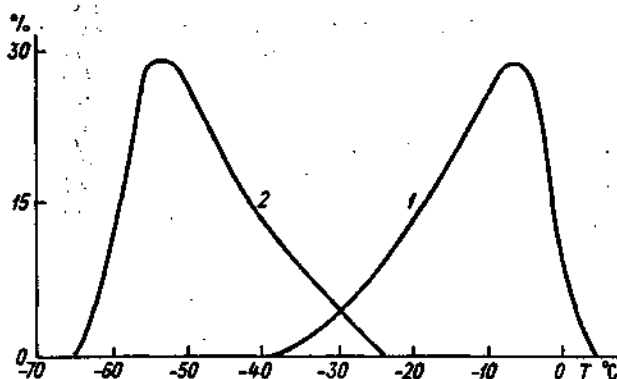


Рис. 1.7. Распределение суточной температуры (T) воздуха. Январь.
1 — Москва, 2 — Оймякон.

малых толщин. Для облаков слоисто-кучевых форм (Ac, Ss) повторяемость градаций меньше 0,5 км равна 80–91 %. Резко асимметричные распределения свойственны, например, скорости ветра, так как ее значения ограничены нулем. На рис. 1.9 приведен пример распределения скорости ветра в январе в Якутии, когда в развитом антициклоне часто наблюдаются штилевые условия.

Классическим примером U-образного распределения служит количество облаков, значения которых меняются от 0 до 10 баллов. Следует отметить, что U-образное распределение характерно для суточных и срочных значений количества облаков, наблюдаемого визуально с земли (рис. 1.10). Если наблюдение за облаком ведется с помощью метеорологических ИСЗ, то вид распределения будет зависеть от площади той территории, по отношению к которой определяется степень покрытости облаками. Таким образом, характер распределения существенно зависит от того, каким способом получена информация о метеорологической величине. Для примера в табл. 1.5 представлены результаты расчетов повторяемости количества облаков при различной площади осреднения. Отчетливо видно, что с увеличением площади, для которой выполняется оценка покрытости облаками, распределение постепенно трансформируется в одновершинное.

Многовершинные распределения характерны для метеорологических величин, наблюдаемых в географических зонах, где климатические условия формируются под влиянием различных, но устойчивых во времени процессов. Такие условия наблюдаются, например, на

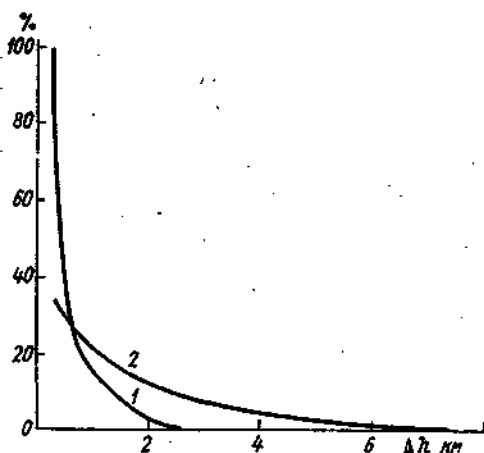


Рис. 1.8. Распределение толщины облаков (Δh) различных форм.

1 — Sc и As; 2 — конвективные и фронтальные (Al — Ns) облака.

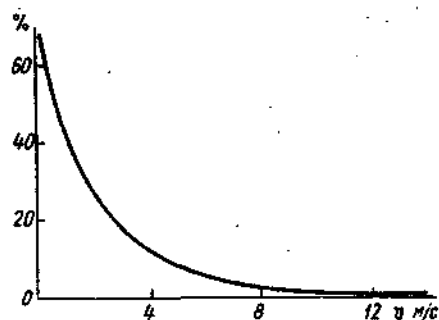


Рис. 1.9. Распределение скорости ветра (v). Якутия. Январь.

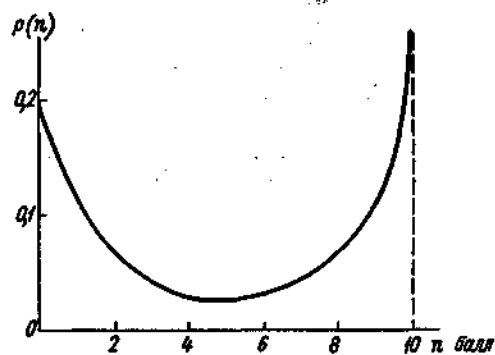


Рис. 1.10. Распределение количества облаков (n) по наблюдениям с земли.

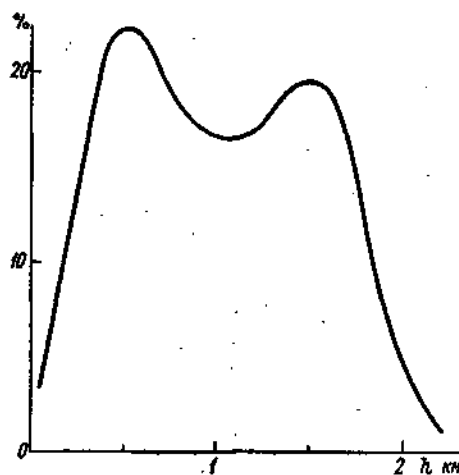


Рис. 1.11. Распределение нижней границы облаков (h). Дальний восток. Лето.

Таблица 1.5

Эмпирическая плотность распределения количества облаков
в различные сезоны года (%).
Европейская часть СССР, 1979–1981 гг.

Квадрат, км	Сезон	Количество облаков, балл										
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	З	33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67
	В	51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49
	Л	74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26
	О	51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49
0,5×0,5	З	17	6	5	2	3	2	4	4	4	16	38
	В	34	7	7	2	3	2	2	3	4	12	24
	Л	50	12	10	2	1	0	1	2	2	9	11
	О	35	7	7	2	2	1	3	3	2	14	24
1×1	З	11	7	5	5	4	2	4	6	8	18	29
	В	26	10	8	5	5	2	3	5	5	13	18
	Л	39	18	9	6	2	1	2	2	3	9	9
	О	26	10	7	5	4	2	4	4	5	17	16
4×4	З	4	5	5	7	7	6	8	11	14	23	11
	В	11	10	10	10	8	6	6	9	12	14	4
	Л	12	27	15	14	6	3	3	4	7	8	1
	О	8	13	9	12	7	5	6	8	11	16	3
8×8	З	2	3	5	8	8	6	10	14	17	20	6
	В	7	9	9	12	10	8	9	12	12	11	1
	Л	5	25	18	15	10	5	4	5	6	6	0
	О	4	10	10	13	11	7	9	10	12	11	1
10×10	З	1	2	3	9	10	8	12	19	18	17	2
	В	5	5	7	14	14	9	14	14	10	8	0
	Л	2	16	19	23	12	8	6	6	7	2	0
	О	2	4	8	16	15	10	12	15	11	5	0

границах климатических зон, в муссонных областях и т. д. Кроме этого, на формирование двухвершинного распределения оказывает влияние наличие в ряду наблюдений периодических составляющих, например, суточного и годового хода. На рис. 1.11 приведена кривая распределения нижней границы облаков на Дальнем Востоке. В этом

районе формирования низкой облачности происходит в основном за счет процессов адвекции в различных стадиях развития муссона, чем и объясняется двухвершинность распределения.

К интерпретации многовершинных распределений следует относиться с большой осторожностью. Необходимо иметь в виду, что многовершинность очень часто свидетельствует о статистической неоднородности анализируемого ряда. В этом случае необходимо предварительно устранить эту неоднородность или разделить исходный ряд на две или более части.

Для аппроксимации эмпирических распределений используются различные теоретические законы. Наиболее простым методом оценивания неизвестных параметров этих законов является метод моментов. Сущность его заключается в следующем.

Пусть на основании качественных соображений выбран некоторый теоретический закон распределения $p(x, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_s)$, зависящий от s параметров. Параметры определяются путем приравнивания первых s низших моментов теоретического распределения соответствующим статистическим моментам, определяемым по формулам (1.18) или (1.19). Например, если закон распределения определяется двумя параметрами, то эти параметры часто можно определить, приравняв математическое ожидание и дисперсию теоретического распределения оценкам средней величины и дисперсии.

Распределения многих метеорологических величин могут быть аппроксимированы нормальным законом и обобщенным нормальным законом. Плотность вероятности нормального закона определяется двумя параметрами: математическим ожиданием и дисперсией. Это означает, что вид кривой распределения зависит от этих параметров.

Плотность вероятности нормального распределения имеет вид

$$p(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}\right]. \quad (1.43)$$

Часто вместо формулы (1.43) для записи нормального закона используют следующее выражение:

$$p(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-t^2/2}. \quad (1.44)$$

Сопоставляя формулы (1.43) и (1.44), нетрудно заметить, что (1.44) получается из (1.43) путем замены переменной, а именно: если принять

$$t = (x - \bar{x})/\sigma, \quad (1.45)$$

то с помощью этого линейного преобразования (нормировки) можно свести формулу (1.43) к (1.44). Такой прием часто используется в климатологических расчетах. Он удобен, в частности, тем, что позволяет свести размерную случайную величину X со средним значением $\bar{X}$ и дисперсией σ^2 к безразмерной величине t , имеющей среднее значение, равное 0, и дисперсию, равную 1. Для случайной величины t существуют разнообразные статистические таблицы, значительно облегчающие вычисления.

Нормальный закон является надежной вероятностной моделью для многих метеорологических величин, например, для средних месячных значений температуры воздуха, давления, парциального давления водяного пара и др.

Для того чтобы с помощью нормального закона выполнить выравнивание статистического распределения, необходимо по данным наблюдений оценить значения параметров: средней величины ($\bar{x}$) и дисперсии (σ^2) – и полученные значения подставить в формулу (1.43). Придавая x различные значения метеорологической величины из интервала определения, можно оценить плотность вероятности того или иного значения. Воспользовавшись нормальным законом, легко рассчитать вероятность попадания метеовеличины в тот или другой интервал. Делается это с помощью формулы

$$P(a < x < b) = \Phi\left(\frac{b - \bar{x}}{\sigma}\right) - \Phi\left(\frac{a - \bar{x}}{\sigma}\right),$$

где $\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-t^2/2} dt$ – интеграл вероятности.

Функция распределения случайной величины, подчиняющейся нормальному закону, имеет вид

$$F(x) = P(x < X) = \Phi\left(\frac{x - \bar{x}}{\sigma}\right). \quad (1.46)$$

В некоторых случаях более подходящей моделью является обобщенный нормальный закон распределения. Этот закон распределения получается при разложении плотности нормального распределения по полиномам Чебышева – Эрмита. При этом, как правило, ограничиваются первыми четырьмя коэффициентами разложения

$$f(x) = p(x) \left[1 + \frac{A}{3!} H_3(t) + \frac{E}{4!} H_4(t) \right], \quad (1.47)$$

где $p(x)$ – плотность нормального распределения, A – коэффициент асимметрии, E – коэффициент эксцесса, $H_3(t) = t^3 - 3t$, $H_4(t) = t^4 - 6t^2 + 3$ – полиномы Эрмита третьей и четвертой степеней, $t = (x - \bar{x})/\sigma$.

Для применения такой аппроксимации нужно по результатам наблюдений вычислить среднее значение, дисперсию, а также коэффициенты асимметрии эксцесса. С помощью обобщенного нормального закона описывается, например, распределение средней суточной температуры воздуха над территорией СССР в зимние месяцы, распределение температур в нижней стратосфере полярных областей и некоторые другие распределения.

В некоторых случаях четырехмоментное представление оказывается недостаточным. Тогда используют пяти- и шестимоментные распределения Грама – Шарлье. При этом в формуле (1.47) учитываются два дополнительных слагаемых:

$$\frac{1}{5!} \left(\frac{\mu_5}{\sigma^5} - 10 \frac{\mu_3}{\sigma^3} \right) H_5(t),$$

$$\frac{1}{6!} \left(\frac{\mu_6}{\sigma^6} - 15 \frac{\mu_4}{\sigma^4} + 30 \right) H_6(t).$$

В качестве примера на рис. 1.12 приведены аппроксимации распределения высоты изобарической поверхности 200 гПа, учитывающие первые 4 и 6 моментов распределения. Моменты рассчитываются по сгруппированным данным с учетом поправок на группировку. Из рисунка видно, что при учете большего количества моментов кривая Грама – Шарлье больше приближается к фактической. Наоборот, неучет пятого и шестого моментов приводит к отрицательным значениям повторяемостей.

Широкое распространение в климатологической обработке получил также логарифмически нормальный (или логнормальный) закон распределения. Характерной особенностью логнормального распределения являются положительные значения асимметрии и эксцесса.

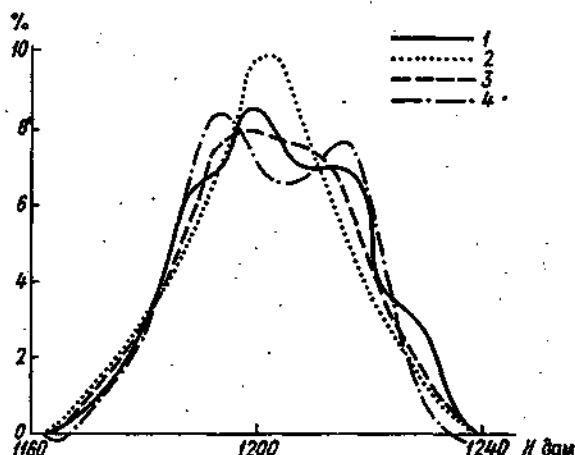


Рис. 1.12. Распределение высоты изобарической поверхности 200 гПа (H). Каунас, лето.

1 — фактическое распределение, 2 — нормальный закон, 3 — шестимоментное распределение Грама — Шарлье, 4 — четырехмоментное распределение Грама — Шарлье.

В простейшем случае плотность вероятности логнормального закона имеет вид

$$p(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\ln x - \ln x_0)^2}{2\sigma^2} \right]. \quad (1.48)$$

Для применения этой формулы необходимо определить параметры x_0 и σ с помощью формул

$$x_0 = \bar{x}^2 / \sqrt{\bar{x}^2}, \quad (1.49)$$

$$\sigma = 2 \ln (\sqrt{\bar{x}^2 / \bar{x}}). \quad (1.50)$$

В простейшем виде логнормальное распределение может применяться для аппроксимации гистограмм средней суточной относительной влажности, средних, умеренных и слабых осадков, размеров аэрозолей, капель тумана, других метеовеличин.

На практике используются также более сложные формы логнор-

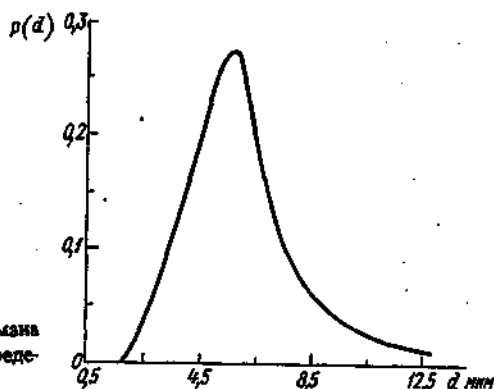


Рис. 1.13. Распределение капель тумана по размерам (логнормальное распределение).

мального распределения. Например, для аппроксимации распределения количества облаков использовался обобщенный логарифмически нормальный закон

$$p(x_n) = \frac{1}{x_n \sigma_{x_n} \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(x_n - \bar{x}_n)^2}{2\sigma_{x_n}^2} \right], \quad (1.51)$$

где $x_n = \ln \frac{n+1}{10-n}$, n — количество облаков в баллах.

В такой форме логнормальное распределение позволяет выравнивать статистические распределения и с отрицательной асимметрией. С помощью формулы (1.51) удалось качественно выполнить аппроксимацию распределения облачности (см. табл. 1.6). В качестве примера на рис. 1.13 представлено логнормальное распределение капель тумана по размерам.

В том случае, когда статистическое распределение имеет сложную форму и заранее трудно сказать, какой именно из известных теоретических законов даст лучшие результаты, для аппроксимации можно применить систему кривых Пирсона. Распределение Пирсона состоит из 13 типов кривых, которые описывают очень широкий класс встречающихся на практике распределений.

Аппроксимация с помощью кривых Пирсона сводится к следующим этапам:

1. По результатам наблюдений находят первые четыре выборочных момента ($\mu_1, \mu_2, \mu_3, \mu_4$).
2. По ним вычисляют значения критериев β_1 и β_2 с помощью следующих формул:

$$\beta_1 = \mu_3^{-3} \mu_2^2 = A,$$

$$\beta_2 = \mu_4 \mu_2^{-2} = E + 3,$$

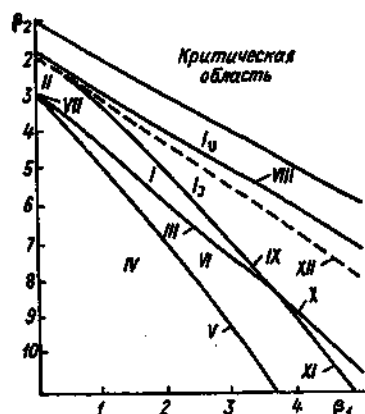


Рис. 1.14. Диаграмма различных распределений семейства Пирсона (см. табл. 1.6).

3. В зависимости от значения критериев выбирается один из типов распределения Пирсона. Выбор типа кривой распределения осуществляется с помощью диаграммы (рис. 1.14).

4. Неизвестные параметры распределения выражают через значения моментов.

Следует отметить, что определить тип кривой Пирсона можно не только по диаграмме. Часто в качестве критерия используется параметр

$$K = -\frac{\mu_3^2 \mu_2^{-3} (s+2)^2}{16(s+1)} = \frac{-\beta_1 (s+2)^2}{16(s+1)}, \quad (1.52)$$

$$\text{где } s = \frac{6(\mu_4 \mu_2^{-2} - \mu_3^2 \mu_2^{-3} - 1)}{3\mu_3^2 \mu_2^{-3} - 2\mu_4 \mu_2^{-2} + 6} = \frac{6(\beta_2 - \beta_1 - 1)}{3\beta_1 - 2\beta_2 + 6}.$$

В табл. 1.6 приведены значения критерия K , соответствующие раз-

Таблица 1.6

Критерии типа функций Пирсона

K	Номер типа	K	Номер типа
$K < 0$	I, VIII, IX, XII	$0 < K < 1$	IV
$K = 0$	II	$K = 1$	V
$K = 0$	Нормальное распределение	$K > 1$	VI, XI
$K = 0$	VII	$K = \pm \infty$	III, X

личным типам распределения Пирсона.

При климатологической обработке метеорологической информации чаще всего приходится иметь дело с распределениями Пирсона I и III типов.

Распределение Пирсона I типа, которое называется также бета-распределением, используют обычно при аппроксимации резко асимметричных статистических распределений. Плотность распределения Пирсона I типа рассчитывается по формуле

$$p(x) = \frac{1}{B(g+1, h+1)(x_2 - x_1)^{g+h+1}} (x - x_1)^g (x_2 - x)^h, \quad (1.53)$$

где $g = (b_1 - x_1)/b_2(x_2 - x_1)$, $h = (x_2 - b_1)/b_2(x_2 - x_1)$,

$$b_1 = \frac{\sqrt{\mu_2} \sqrt{\beta_1} (\beta_2 + 3)}{10\beta_2 - 12\beta_1 - 18}, \quad b_2 = \frac{3\beta_1 - 2\beta_2 + 6}{10\beta_2 - 12\beta_1 - 18},$$

$$B(g+1, h+1) = \Gamma(g+1)\Gamma(h+1)/\Gamma(g+h+2),$$

$$\Gamma(g) = \int_0^{\infty} t^{g-1} e^{-t} dt.$$

$\Gamma(g+1)$ — гамма-функция, $x_2 - x_1$ — размах распределения. Следует иметь в виду, что значения x_2 и x_1 имеют разные знаки, причем $x_1 \leq x \leq x_2$. Если требуется с помощью формулы (1.53) выполнить аппроксимацию распределения метеовеличин, принимающих только положительные значения, то прежде всего необходимо сделать замену переменных в формуле (1.53). Можно, например, новую переменную ввести с помощью соотношения

$$z = (x - x_1)/(x_2 - x_1). \quad (1.54)$$

Из выражения (1.54) видно, что переменная z будет меняться в пределах от 0 до 1 ($0 \leq z \leq 1$). Такой прием используют, например, при аппроксимации распределения количества облаков, выраженного в долях единицы. При этом формула для определения плотности вероятности будет иметь вид

$$p(z) = \frac{\Gamma(g+h)}{\Gamma(g)\Gamma(h)} (1-z)^{h-1} z^{g-1}, \quad (1.55)$$

где

$$h = (1 - v_1)(v_1 - \mu_2^{1/2})/\mu_2, \quad g = v_1(v_1 - \mu_2^{1/2})/\mu_2,$$

v_1 – первый начальный момент, который при аппроксимации приравнивается среднему значению метеовеличины.

В зависимости от значений h и g получаются различные формы кривых распределения, относящихся к I типу.

Распределение Пирсона I типа удачно применялось для аппроксимации распределений относительной влажности, облачности, годовых сумм осадков и других метеовеличин.

Распределение Пирсона III типа, известное под названием гамма-распределения, также нашло широкое применение в климатологии. Наиболее простую форму выражение для плотности распределения имеет в том случае, когда анализируемый ряд преобразуется к безразмерному виду. Обычно это выполняется с помощью соотношения

$$y = ax,$$

где $a = v_1/\mu_2$. В этом случае плотность распределения имеет вид

$$p(y) = \frac{1}{\Gamma(\lambda)} y^{\lambda-1} e^{-y}, \quad (1.56)$$

где $\lambda = av_1$. Значения параметров распределения a и λ вычисляются по выборочным значениям средней величины и дисперсии.

На рис. 1.15 дан пример аппроксимации распределения месячного количества осадков с помощью гамма-распределения.

Для аппроксимации распределения дискретной случайной величины чаще всего пользуются биномиальным законом распределения и законом распределения Пуассона.

Случайная величина, распределение которой описывается биномиальным законом, может принимать целочисленные значения от 0 до N с вероятностью

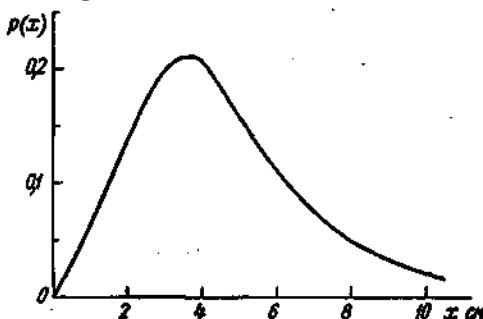


Рис. 1.15. Распределение месячного количества осадков (III тип распределения Пирсона – гамма-распределение).

$$p_N(\xi = x) = \frac{N!}{x!(N-x)!} p^x (1-p)^{N-x}, \quad (1.57)$$

где N и p — параметры биномиального закона.

В климатологии с помощью биномиального закона описывается повторяемость каких-либо явлений в течение ограниченного интервала времени. Например, число дней с грозой, туманом, метелью в течение месяца ($N \leq 30$), число декад за сезон ($N = 9$) с определенными условиями и т. д. Величина имеет смысл вероятности явления и вычисляется как отношение числа случаев с данным явлением ко всему числу случаев. Например, если число случаев с явлением равно 3, а число дней в месяце равно 30, то $p = 0,1$.

Определив параметры распределения и придавая случайной величине x последовательные значения $0, 1, \dots, N$, по формуле (1.55) получим вероятности этих значений.

Использование биномиального распределения оказывается нецелесообразным при малых значениях p или больших значениях N . В таком случае используется закон Пуассона, который является предельным случаем биномиального закона при $p \rightarrow 0$ или $N = \lambda/p \rightarrow \infty$, при этом $\lambda = Np$ должно оставаться постоянной величиной. Таким образом, закон Пуассона используется для описания распределения бесконечной последовательности целых чисел, вероятность появления которых определяется выражением

$$p(\xi = x) = \frac{\lambda^x}{x!} e^{-\lambda}. \quad (1.58)$$

В этом законе единственный параметр — λ , в качестве которого берут среднее выборочное значение.

Обычно закон Пуассона используется для аппроксимации распределения редких событий, имеющих близкие значения средней величины и среднего квадратического отклонения. В качестве примера на рис. 1.16 представлено распределение числа дней с грозами.

Чтобы оценить, насколько хорошо выбранный теоретический закон согласуется с результатами наблюдений, пользуются так называемыми критериями согласия. Наиболее часто применяют критерий χ^2 (хи-квадрат) Пирсона. Он характеризует меру расхождения относительных частот теоретического и эмпирического распределений. Критерий вычисляется по формуле

$$\chi^2 = \sum_{k=1}^s \frac{(n_k - Np_k)^2}{Np_k}, \quad (1.59)$$

где n_k — повторяемость значения метеовеличины в k -й градации; p_k —

1

1. Методы климатологической обработки 1.3. Методы расчета климатических показателей

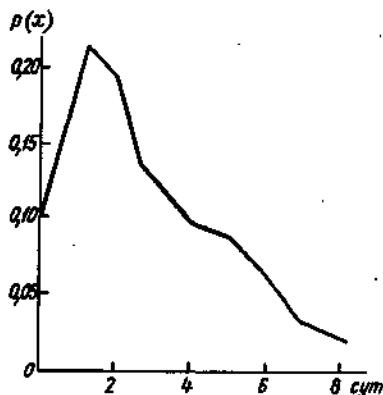


Рис. 1.16. Распределение Пуассона числа дней с грозой. Архангельск, Июнь.

вероятность попадания в ту же градацию, вычисленная по теоретическому распределению; N — объем выборки; s — число градаций.

Методика применения критерия Пирсона χ^2 для оценки степени соответствия теоретического и эмпирического распределений сводится к следующему:

1. По формуле (1.59) рассчитывают χ^2 .
2. Определяют число степеней свободы $m = s - l - 1$, где s — число градаций, l — число параметров теоретического распределения, оцениваемых по результатам наблюдений.
3. В зависимости от характера решаемой задачи задают уровень значимости q (обычно 5 или 1 %). Считается, что событие с такой вероятностью является практически невозможным.
4. По специальным таблицам, используя значения m и q , находят величину χ_q^2 .
5. Если значение χ^2 , вычисленное по формуле (1.58), больше χ_q^2 , то теоретическое распределение считается плохо согласуемым с эмпирическим при уровне значимости q . Если выполняется неравенство $\chi^2 \leq \chi_q^2$, то выбранное теоретическое распределение удовлетворительно согласуется с результатами наблюдений.

Решение о надежности того или иного теоретического распределения будет зависеть от объема выборки N , числа градаций s и уровня значимости q . В том случае, когда уровень значимости равен 5 %, рекомендуется использовать минимальное число интервалов группировки при следующем объеме выборки:

N	200	400	600	800	1000	1500	2000
z	16	20	24	27	30	35	39

1.3.5

Обработка экстремальных характеристик метеорологических величин и явлений

Решение многих задач климатологической обработки связано с необходимостью иметь достоверные сведения об экстремальных значениях метеорологических величин и их вероятностных характеристик. Наибольший интерес представляют экстремальные значения таких метеорологических величин, как температура, скорость ветра, количество осадков. Важными в практическом отношении являются также оценки непрерывной продолжительности пребывания метеорологических величин выше и ниже заданных пределов.

Экстремальные значения метеорологических величин принадлежат выборочной совокупности случайных величин, получаемой в результате наблюдений, и, следовательно, также являются случайными величинами. Поэтому для интерпретации особенностей поведения этих величин естественно применять вероятностные оценки и приемы статистической обработки.

Во многих случаях при изучении экстремумов необходимо выяснить, проявляет ли последовательность экстремальных значений регулярное поведение, т. е. насколько вероятно появление этих значений в пределах заданных временных интервалов. Для ответа на вопрос обычно пользуются понятием периода повторяемости. Поясним это понятие на следующем примере.

Пусть имеется некоторая последовательность наблюдаемых значений, выполняемых через равные промежутки времени. Вероятность того, что конкретное наблюдаемое значение превзойдет достаточно большую величину x , будет равна

$$p(x) = 1 - F(x),$$

где $F(x)$ — функция распределения случайной величины. В этом случае среднее число наблюдений, которое необходимо выполнить, чтобы превысить случайную величину x один раз, определяется из формулы

$$\bar{N} = \frac{1}{p(x)} = \frac{1}{1 - F(x)} = \tilde{T}(x). \quad (1.60)$$

Этот результат означает, что если событие имеет вероятность $p(x)$, то нужно сделать в среднем $1/p(x)$ опытов, чтобы событие произошло один раз. Функция $\tilde{T}(x)$ называется периодом повторяемости. Ввиду

того что наблюдения выполняются через равные промежутки времени, период повторяемости представляет собой некоторый временной интервал. Например, если рассматриваются ежегодные наблюдения, то $\tilde{T}(x)$ можно интерпретировать как число лет, в течение которых событие происходит один раз в год, 5 лет, 10 лет и т. д.

Из формулы (1.60) видно, что период повторяемости для медианы равен 2 и уменьшается с уменьшением значения x . Период повторяемости удовлетворяет следующему граничному условию:

$$F(a) = 0, \quad \tilde{T}(a) = 1.$$

С достаточной для практических целей степенью точности величину периода повторяемости можно вычислить с помощью формулы

$$\tilde{T}(x) = 1/F(x). \quad (1.61)$$

Таким образом, если известна функция распределения, то можно определить величину $\tilde{T}(x)$ по одной из формул (1.60) или (1.61). *

В качестве наиболее подходящей модели, описывающей вероятностные свойства экстремальных величин, обычно используют один из трех типов распределения Гумбеля:

$$1 - F_1(x) = G_1(x) = \exp\{-\exp[-\alpha(x - \beta)]\}, \quad -\infty < x < \infty, \quad (1.62)$$

$$1 - F_2(x) = G_2(x) = \exp[-(\beta/x)^k], \quad x > 0, \quad (1.63)$$

$$1 - F_3(x) = G_3(x) = \exp\left[-\left(\frac{x - \epsilon}{\beta - \epsilon}\right)^k\right], \quad x \geq \epsilon, \quad (1.64)$$

$$\beta > \epsilon, \quad k > 0,$$

где $\alpha, \beta, k, \epsilon$ — параметры распределения.

Распределение Гумбеля I типа, называемое также двойным экспоненциальным распределением, используют для расчета максимумов осадков, температур, давления, ветра. Особенно хорошие результаты получаются при расчете максимумов осадков в умеренных широтах применительно к месячным и годовым значениям суточных экстремумов. При этом параметры распределения α и β определяются по средним значениям и средним квадратическим отклонениям ряда экстремальных значений с помощью формул

$$|\alpha| = 1,282/\sigma_x; \quad \beta = \bar{x} + 0,577/|\alpha|.$$

Широкое использование в практике климатологической обработки экстремальных значений получило распределение Гумбеля III типа. При $\xi = 0$ распределение, которое в этом случае называется распределением Гудрича, используется для вероятностной характеристики максимальной скорости ветра, продолжительности штормов различной обеспеченности, непрерывной продолжительности горизонтальной видимости и других метеовеличин. Расчет функций распределения данного вида обычно выполняют графически. Для этого строят график, по осям которого отложены значения $\lg[-\lg G(x)]$ и $\lg x$. Как правило, такие графики строят на специальных бланках, откладывая по оси абсцисс величину x в логарифмическом масштабе, а по оси ординат $G(x)$ в билогарифмическом масштабе. Если эмпирическое распределение удовлетворяет III типу распределения Гумбеля, то наносимые на график точки располагаются по прямой линии, описываемой уравнением

$$\lg[-\lg G(x)] = k \lg x - \lg \beta. \quad (1.65)$$

По графику определяются значения $G(x)$ и $T(x)$. На этот же график (обычно на верхнюю его часть, на прямую, параллельную оси абсцисс) наносят значения функции $T(x)$ для заданного закона распределения. Задаваясь определенными значениями $G(x)$, снимают с графика максимальное значение метеовеличины с заданной обеспеченностью. В качестве примера на рис. 1.17 изображен график функции распределения (1.64), построенный в соответствии с формулой (1.65).

Графический способ определения максимальных значений метеовеличин заданной обеспеченности неудобен, когда вычисления производятся с помощью ЭВМ. При использовании ЭВМ оценка параметров распределения (1.64) производится с помощью формул:

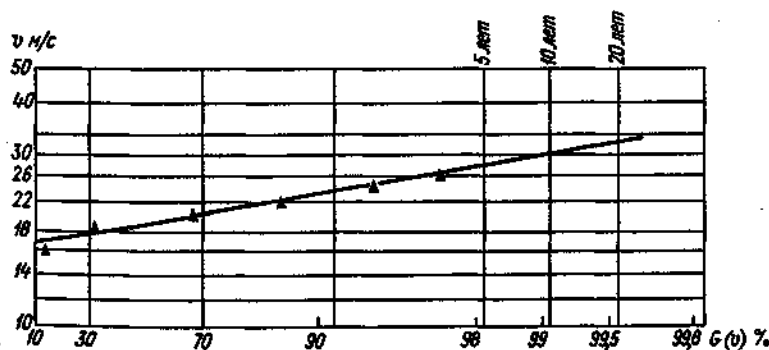


Рис. 1.17. Номограмма для расчета максимальных скоростей ветра различной повторяемости.

1

1. Методы климатологической обработки

1.3. Методы расчета климатических показателей

$$\bar{x} = \beta \Gamma \left(\frac{1}{k} + 1 \right),$$

$$\sigma = \beta \sqrt{\Gamma \left(\frac{2}{k} + 1 \right) - \Gamma^2 \left(\frac{1}{k} + 1 \right)},$$

$$c_x = \frac{\sqrt{\Gamma(2/k+1) - \Gamma^2(1/k+1)}}{\Gamma(1/k+1)},$$

где $\Gamma(\alpha)$ – гамма-функция, c_x – коэффициент вариации.

Значения случайной величины заданной обеспеченности может быть определено с помощью формулы

$$x_q = \beta [\ln(\bar{N}q)]^{1/k},$$

где $\bar{N}$ – среднегодовое число наблюдений, q – период лет, для которого рассчитывается максимум.

Эффективным методом оценки вероятностных характеристик экстремальных значений является метод, основанный на анализе так называемых порядковых статистик. Применять этот метод удобно в тех случаях, когда нас интересуют не крайние экстремальные значения, а наиболее вероятные экстремумы. Суть его заключается в следующем. Ряд, состоящий из N выборочных значений, ранжируется, т. е. располагается либо в порядке возрастания, либо в порядке убывания. Значения элементов ранжированного ряда нумеруются. Для самого высокого максимума или самого низкого минимума значение порядкового номера m равно 1. Следующие по значению максимумы или минимумы имеют порядок $m > 1$. Таким образом, экстремум порядка представляет собой m -й член из N членов ранжированной выборки. Плотность распределения экстремумов порядка m рассчитывается по формуле

$$p(x) = m^m \exp \left\{ -m \frac{x - \alpha_m}{\beta_m} - m(m-1) \exp \left[-\frac{x - \alpha_m}{\beta_m} \right] \right\}, \quad (1.66)$$

где α_m и β_m – параметры распределения, определяемые методом максимального правдоподобия. Проверка соответствия эмпирических распределений порядка $m > 1$ теоретическому распределению для температуры воздуха показала удовлетворительное согласие этих распределений по критерию Колмогорова – Смирнова.

Для достоверной оценки экстремальных величин и их вероятностных характеристик необходимо иметь достаточно длинные ряды наблюдений. Реальные ряды экстремальных значений часто являются короткими. Для того чтобы по таким рядам определить экстремальные характеристики, используют различные регрессионные формулы. Например, для определения вероятности скорости ветра v , превышающей заданную v_k и скорости ветра заданной обеспеченности v_q , используют следующие формулы:

$$p(v \geq v_k) = \sum_{i=0}^4 a_{ik} \bar{v}^i, \quad (1.67)$$

$$v_q = \sum_{i=0}^3 b_{iq} \bar{v}^i, \quad (1.68)$$

где $\bar{v}$ – среднее значение скорости ветра; a_{ik} и b_{iq} – коэффициенты, существенно зависящие от географического расположения пункта, для которого выполняется оценка, от значений v_k и q . Коэффициенты a_{ik} и b_{iq} определяются методом наименьших квадратов.

В некоторых случаях для определения экстремальных значений используют связи между метеовеличинами, например между скоростью ветра заданной обеспеченности и повторяемостью штилей, между значениями температуры заданной обеспеченности и ее месячной амплитудой и т. д. Для примера в табл. 1.7 приведены данные расчета характеристики скорости ветра косвенным способом и для сравнения по формулам (1.67), (1.68), в которых значения средней скорости ветра брались из справочников по климату СССР, а также значения относи-

Таблица 1.7

Результаты сопоставления характеристик скоростей ветра,
вычисленных косвенным способом (1)
и по данным Справочника по климату СССР (2)

Станция	$\bar{v}$ м/с	Метод определения $p(v)$ и v_q	Суммарная вероятность				v_q , возможное 1 раз в		
			≥ 2	≥ 6	≥ 10	≥ 14	1 год	5 лет	20 лет
Салехард	4,4	1	80,8	29,8	7,53	1,8	20	23	26
		2	79,0	31,0	6,80	1,8	20	24	26
		8 %	-2	4	-11	0	0	4	0
Тамбей	6,6	1	91,5	56,6	22,5	7,44	26	29	33
		2	91,5	54,6	22,1	7,94	28	32	34
		8 %	0	-4	-2	6	7	9	3
Диксон, остров	7,5	1	91,4	60,8	30,9	13,0	33	37	40
		2	89,3	60,9	31,1	13,1	34	39	43
		8 %	-2	0	1	1	3	5	7

1

1. Методы климатологической обработки

1.3. Методы расчета климатических показателей

тельной ошибки сопоставления. Данные таблицы показывают, что используемые способы дают близкие друг другу результаты.

Для удлинения имеющихся рядов наблюдений используются различные модели временных рядов. Широкое использование получила, например, марковская модель. Марковский процесс может быть записан в виде следующей модели:

$$x_i = \sum_{k=1}^n a_k x_{i-k}, \quad (1.69)$$

где коэффициенты a_k определяются исходя из особенностей временной структуры рядов метеовеличин и находятся методом максимального правдоподобия, n — порядок марковского процесса.

Выражение (1.69) показывает, что при использовании марковской модели значение метеовеличины в момент времени i определяется ее значениями в предыдущие моменты времени. Для определения порядка модели используют соотношение

$$r_{x_1 x_2} = r_{x_1 + x_2}, \quad x_1 \neq x_2, \quad (1.70)$$

где r_{x_1} и r_{x_2} — коэффициенты корреляции для временных сдвигов x_1 и x_2 . Значениям x_1 и x_2 придают последовательно значения 1, 2, ..., $N-1$, где N — число членов ряда. В качестве порядка марковского процесса принимается величина

$$n = \min |x_2 - x_1|,$$

для которой выполняется (1.70). Если $n = 1$, получается часто используемая марковская модель первого порядка.

Обычно марковская модель используется в сочетании с моделью плотности вероятности рассматриваемой метеовеличины, позволяющей генерировать случайную последовательность. Марковская модель первого порядка успешно использовалась для удлинения рядов осадков, максимальных и минимальных отклонений температуры от нормы, а также для моделирования рядов других метеовеличин.

Кроме марковских моделей первого порядка в климатологии используются и более сложные модели. Например, для рядов средних месячных температур воздуха рекомендуется использовать марковскую модель более высокого порядка.

При анализе экстремальных значений метеовеличин большое внимание уделяется выбору дискретности наблюдений. Действитель-

но, как следует из формулы (1.60), вероятность того, что метеовеличина x превысит некоторое значение x_k один раз за период $\bar{T}$ лет при числе наблюдений в сутки n , будет равна

$$P(x \geq x_k) = 1/365 \bar{T} n. \quad (1.71)$$

Из этой формулы видно, что чем больше величина n , тем меньше вероятность события $P(x \geq x_k)$, а следовательно, тем выше будет расчетный максимум величины x . Таким образом, уменьшение интервала между наблюдениями способствует регистрации более высоких максимумов. С другой стороны, при высокой дискретности наблюдений один случай с $x > x_k$ может быть зарегистрирован несколько раз, а при малом числе наблюдений случай с $x \geq x_k$ может оказаться между сроками наблюдений. При ежедневных наблюдениях улавливаются в основном изменения метеовеличины, временной масштаб которых 1 ч и выше, четырехсрочные данные фиксируют колебания с временными масштабами 6 ч и более и т. д.

Таким образом, для определения параметра n следует знать среднюю непрерывную продолжительность пребывания метеовеличины выше или ниже заданных пределов.

Существует два основных метода определения непрерывной продолжительности. Первый метод предполагает непосредственный расчет продолжительности на основе материалов наблюдений. Особенно часто такие расчеты выполняются для рядов температур, скорости ветра, осадков. Например, для непрерывной продолжительности низких температур (ниже уровня a) предлагалась следующая формула:

$$\tau = 24 \left(\frac{a - T_{\min}}{T_{\max} - T_{\min}} \right) - 2,2 \left(\bar{T} - \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} \right), \quad (1.72)$$

где $\bar{T}$, $T_{\max}$, $T_{\min}$ — соответственно средняя суточная, максимальная и минимальная температуры воздуха. Второе слагаемое вводится в том случае, когда первый член не менее 6 ч. Расчеты по этой формуле проводятся в том случае, когда $T_{\min} \geq a$; $T_{\max} > a$. Если последнее неравенство не выполняется, то непрерывная продолжительность принимается равной 24 ч.

На основании обработки эмпирического материала была получена формула для расчета среднего числа непрерывных периодов со скоростями ветра $v \geq v_0$

$$\bar{n}_\tau = a_i [p(v \geq v_0)]^{k_i}, \quad (1.73)$$

где a_i и k_i — эмпирические коэффициенты, значения которых зависят от пункта наблюдения. Для каждого максимума скорости ветра с периодами повторения 1 год, 5, 10, 20 и 50 лет можно рассчитать сред-

ние значения продолжительности максимумов по формуле

$$\bar{\eta} = 24/\bar{n}_T. \quad (1.74)$$

Зависимость интенсивности осадков i от продолжительности η и периода повторения τ может быть аппроксимирована, например, формулой вида

$$i = cT^a(\eta + b)^d, \quad (1.75)$$

где a, b, c, d — постоянные, зависящие от места наблюдения.

Второй метод расчета непрерывной продолжительности пребывания метеорологических величин выше или ниже определенных пределов основан на понятии выбросов метеорологических величин. На разработку этого метода направлено большое число исследований, подтверждающих его перспективность. Поэтому остановимся на сущности данного метода.

1.3.6

Применение теории выбросов к анализу временных рядов

При рассмотрении рядов метеорологических элементов наряду с хаотическими пульсациями наблюдаются сравнительно длинные периоды времени относительно высоких и относительно низких значений. Такие значения метеорологической величины принято называть выбросами. Считая, что временной ряд является реализацией случайного процесса, можно определить выброс как участок реализации, лежащий выше или ниже некоторого заданного уровня S . Соответственно отличают положительные и отрицательные выбросы (рис. 1.18).

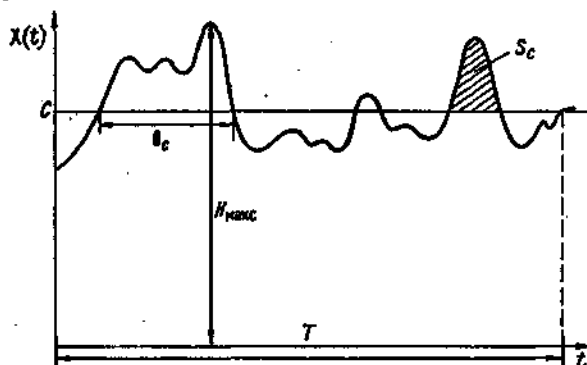


Рис. 1.18. Пример выбросов случайной функции на уровень S .

Каждый выброс может содержать в себе несколько локальных экстремумов и в этом смысле является как бы обобщенной экстремальной характеристикой временного ряда. Поэтому для расчета вероятностных характеристик выбросов требуется знание не столь детальных особенностей временной структуры, как в случае отдельных локальных максимумов.

В то же время нахождение законов распределения различных характеристик выбросов в общем случае является довольно сложной математической задачей. Поэтому при решении практических задач метеорологии и климатологии рассматриваются отдельные вероятностные характеристики выбросов, такие, как число выбросов за уровень C , среднее время, в течение которого исследуемая метеовеличина находилась выше или ниже некоторого значения, средняя продолжительность единого выброса, вероятность появления выброса заданной длительности и т. д.

Непосредственный расчет характеристик выбросов является очень трудоемкой задачей даже при использовании ЭВМ. Поэтому во многих работах, связанных с изучением выбросов метеовеличин, широко используются методы статистического моделирования процессов на ЭВМ. При этом предполагается, что исследуемый временной ряд является реализацией какого-либо случайного процесса. Обычно считают, что процесс является марковским или гауссовским. Если в качестве модели принимается гауссовский процесс, то для отдельных характеристик выбросов могут быть получены сравнительно простые расчетные формулы.

Среднее число выбросов за уровень C на интервале $\tilde{T}$ определяется по формуле

$$\bar{N}_c = \tilde{T} \frac{\sqrt{-r_x''(0)}}{2\pi} \exp \left[-\frac{(C - m_x)^2}{2\sigma_x^2} \right], \quad (1.76)$$

где $r_x''(0)$ — вторая производная от нормированной корреляционной функции процесса. На практике определить эту величину по экспериментальным данным затруднительно. Поэтому для практического использования формулу (1.76) рекомендуется применять в следующем виде:

$$\bar{N}_c = N_c \exp \left[-\frac{(C - a)(C + a - 2m_x)}{2\sigma_x^2} \right]. \quad (1.77)$$

Чтобы воспользоваться формулой (1.77) и рассчитать число выбросов за уровень C , необходимо знать среднее число выбросов за уровень a .

Важной в практическом отношении характеристикой выбросов является среднее время пребывания процесса выше уровня C . Для принятой модели случайного процесса эта величина может быть оценена с помощью формулы

$$\bar{T}_c = \tilde{T} \left[\frac{1}{2} - \Phi \left(\frac{C - m_x}{\sigma_x} \right) \right], \quad (1.78)$$

где $\Phi(y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^y e^{-z^2/2} dz$ — интеграл вероятности. Зная значения $\bar{N}_c$ и $\bar{T}_c$, можно определить среднюю продолжительность единичного выброса:

$$\theta_c = \bar{N}_c / \bar{T}_c. \quad (1.79)$$

Пользуясь формулой (1.79), можно оценить среднюю длительность аномалий метеозлемента, т. е. среднюю длительность отклонений от математического ожидания:

$$\bar{\theta}_m = \pi / \sqrt{-r''_x(0)}.$$

Во многих случаях важно знать мощность выброса S_c . Эта характеристика определяется совокупным действием превышения и продолжительности выброса. Иногда эту величину называют площадью выброса. Для нормальных случайных процессов распределение мощностей выбросов за достаточно высокий уровень C (опасный выброс) выражается приближенной формулой.

$$g(S_c) = \frac{1}{3} \lambda^{2/3} S_c^{-1/3} \exp \left[-\frac{1}{2} (\lambda S_c)^{2/3} \right], \quad (1.80)$$

где $\lambda = \frac{3}{2} \frac{(C - m_x)^2}{\sigma_x^3} \sqrt{-r''(0)}$; $\frac{C - m_x}{\sigma_x} \gg 1$.

Среднее число максимумов, амплитуда которых превышает заданный уровень C , подсчитывается с помощью формулы

$$\begin{aligned} \bar{N}(h_{\max} > y) &= \bar{N}_{\max} \left\{ \sqrt{1 - v^2} \exp(-y^2/2) \times \right. \\ &\times \left[\frac{1}{2} + \Phi \left(\frac{\sqrt{1 - v^2}}{v} y \right) \right] + \left[\frac{1}{2} - \Phi \left(\frac{y}{v} \right) \right] \right\}, \end{aligned} \quad (1.81)$$

$$\text{где } h_{\text{макс}} = \frac{H_{\text{макс}} - m_x}{\sigma_x}, \quad y = \frac{C - m_x}{\sigma_x}, \quad v^2 = 1 - \frac{r_x^2(0)}{r_x^2(0)},$$

$H_{\text{макс}}$ — амплитуда выброса.

Формулы (1.76)–(1.81) относятся к непрерывным процессам. Для метеорологических рядов, когда значения заданы в дискретные моменты времени, при условии стационарности и нормальности формула расчета числа выбросов имеет вид

$$\bar{N}_e = \frac{M}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{1}{2} - \Phi \left(\frac{c' - rx}{\sqrt{1-r^2}} \right) \right] \exp \left(-\frac{x^2}{2} \right) dx,$$

где $c' = (C - m_x)/\sigma_x$, M — число членов ряда, r — коэффициент корреляции между соседними членами ряда.

Возможности применения метода статистического моделирования применительно к расчету характеристик выбросов температурных рядов и целесообразность применения формул (1.76)–(1.81) покажем на следующем примере. Исследуются данные о среднегодовой температуре воздуха в Центральной Англии за период наблюдения более чем 300 лет. Ряд считается стационарным и моделируется с помощью гауссовской последовательности. В качестве входных параметров для моделирования использовались данные о средней температуре, дисперсии и корреляционной функции. Фактические и модельные значения приведены в табл. 1.8.

Таблица 1.8

Статистические параметры температуры воздуха (T)
по данным наблюдений в Центральной Англии в 1959–1973 гг.

$\bar{T} \text{ } ^\circ\text{C}$	$\sigma \text{ } ^\circ\text{C}$	A	B	Корреляционная функция со сдвигом, лет						
				1	2	3	4	5	7	10
Фактические значения										
9,14	0,38	-0,37	0,49	0,26	0,28	0,12	0,11	-0,01	0,03	-0,07
Модельные значения										
9,14	0,38	0	0	0,30	0,23	0,17	0,12	0,09	0,05	0,02

Моделируемый временной ряд представляется в виде двух составляющих:

$$T(t) = T_1(t) + T_2(t),$$

где $T_1(t)$ – стационарная случайная функция с корреляционной функцией $r_1(\tau)$, $T_2(t)$ – некоррелированная с $T_1(t)$ случайная величина (белый шум) с дисперсией σ^2 .

Дисперсия составляющей $T_1(t)$ принимается равной

$$\sigma_1^2 = (1 - \eta^2) \sigma^2, \quad (1.82)$$

где $\eta^2 = \sigma_2^2 / \sigma^2$ – доля дисперсии белого шума от полной дисперсии температуры.

Корреляционная функция задавалась в виде

$$r_1(\tau) = q^\tau,$$

где q – постоянная величина, определяемая эмпирическим путем.

С помощью выбранной модели рассчитывались характеристики выбросов, и результаты расчетов сопоставлялись с соответствующими характеристиками, полученными по фактическим данным. В табл. 1.9 приведены данные экспериментов по расчету распределения продолжительности и вероятности появления выбросов заданной длительности ($\Delta \geq l$).

Таблица 1.9

Распределение продолжительности появления выбросов заданной длительности ($\Delta \geq l$) на реализации из 315 членом

$\xi = \frac{l - \bar{l}}{\sigma}$	l									N
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Расчетные распределения продолжительности (по 1000 реализациям модели)										
0,5	1,0	0,38	0,17	0,08	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	108 582
1,0	1,0	0,25	0,08	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	69 551
Фактическое распределение продолжительности по данным о температуре воздуха в Центральной Англии										
0,5	1,0	0,32	0,19	0,08	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	55
1,0	1,0	0,17	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	42
Расчетные значения вероятности появления (по 1000 реализациям)										
0,5	1,00	1,00	1,00	0,99	0,93	0,75	0,53	0,36	0,22	1 000
1,0	1,00	1,00	0,95	0,70	0,38	0,18	0,08	0,03	0,01	1 000

Таблица 1.10

Распределение мощности и вероятности появления выбросов заданной мощности ($S > k\sigma$) на реализации из 315 членов

$C = \frac{I - \bar{I}}{\sigma}$	k							N
	0	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	
Расчетные распределения мощности (по 1000 реализациям)								
0,5	1,0	0,62	0,37	0,15	0,07	0,04	0,02	108 502
1,0	1,0	0,50	0,23	0,06	0,02	0,00	0,00	69 551
Расчетные значения вероятности появления (по 1000 реализациям)								
0,5	1,0	1,0	1,0	1,0	0,98	0,89	0,72	1 000
1,0	1,0	1,0	1,0	0,89	0,57	0,29	0,13	1 000
Фактические распределения мощности								
0,5	1,0	0,69	0,39	0,13	0,06	0,02	0,02	55
1,0	1,0	0,60	0,38	0,20	0,10	0,02	0,02	51

Сопоставление фактических и модельных распределений показывает, что максимальное расхождение составляет 0,06–0,07 для $C = 0,5$ и 0,07–0,08 для $C = \pm 1$. Эти значения позволяют оценить критерий Колмогорова $\lambda = D\sqrt{N}$, где D – максимальное расхождение, а N – количество выбросов, по которому определялись фактические распределения. При полученных значениях D величина λ не превосходит 0,55. Это означает, что вероятность случайного расхождения между модельным и фактическим распределениями больше 0,9 в обоих случаях. Тем самым подтверждается, что ряд фактических температур может считаться стационарным.

В табл. 1.10 приведено распределение мощности и вероятности появления выбросов заданной мощности. Сравнивая результаты расчетов и фактические данные по критерию Колмогорова, можно показать, что вероятность расхождения в этом случае около 0,95.

Приведенные оценки свидетельствуют о надежности выбранной модели и о целесообразности ее использования для анализа выбросов временных рядов в Центральной Англии. Естественно, что для других метеовеличин и для других географических областей требуется другая модель, и результаты соответственно будут иными.

1.3.7

Применение корреляционных и спектральных функций
в анализе временных рядов

Изложение методов, применяемых в анализе временных рядов, было бы неполным, если бы мы не остановились на некоторых прикладных вопросах корреляционной и спектральной теории. Прикладные методы корреляционной теории стационарных случайных функций в настоящее время нашли широкое применение во всех отраслях знаний, в том числе и в климатологии. Следует иметь в виду, что реальные процессы, протекающие в климатической системе, не являются ни стационарными, ни, тем более, эргодическими. Однако во многих случаях нестационарностью процессов либо можно пренебречь, либо она может быть устранена.

С точки зрения корреляционной теории нестационарность случайного процесса может быть обусловлена тем, что от начала отсчета времени зависит: а) математическое ожидание; б) дисперсия процесса; в) корреляционная функция процесса. Соответственно, рассматривая нестационарные процессы в рамках корреляционной теории, можно говорить о нестационарности по математическому ожиданию, по дисперсии и/или корреляционной функции. Как отмечают Н. В. Кобышева и Г. Я. Наровлянский, нестационарность в рядах метеовеличин, взятых за отдельные сроки, часто вызывается именно нестационарностью по корреляционной функции, тогда как нестационарность в рядах осредненных величин, например средних суточных температур, обусловлена, главным образом, нестационарностью по математическому ожиданию и по дисперсии. Последнее характерно для большинства метеорологических процессов, имеющих нормальное или обобщенное нормальное распределение и сезонный ход, аналогичный сезонному ходу среднесуточных температур воздуха в приземном слое. Нестационарность рядов среднемесячных и среднегодовых значений большинства основных метеовеличин, как правило, обусловлена изменением во времени среднего значения (математического ожидания), тогда как корреляционная функция этих рядов зависит лишь от разности моментов времени, а дисперсия постоянна. Таким образом, в большинстве случаев нестационарность климатологических рядов обусловлена нестационарностью по математическому ожиданию и по дисперсии. В настоящее время существуют сравнительно легко реализуемые методы, позволяющие устранять такого рода нестационарность

и приводить процессы к стационарному виду. Это и дает возможность в дальнейшем плодотворно и обоснованно использовать прикладные методы корреляционной теории стационарных случайных функций в практике климатологической обработки.

Предполагая исследуемый процесс $X(t)$ стационарным и эргодическим, для оценки ковариационной функции по одной реализации $x(t)$, заданной на конечном промежутке $[0, \hat{T}]$, можно воспользоваться формулой

$$\tilde{R}_x(\tau) = \frac{1}{T-\tau} \int_0^{T-\tau} [x(t) - \tilde{m}_x][x(t+\tau) - \tilde{m}_x] dt, \quad (1.83)$$

а для оценки корреляционной функции $\tilde{r}_x(\tau)$ — формулой

$$\tilde{r}_x(\tau) = \tilde{R}_x(\tau)/R_x(0). \quad (1.84)$$

Знак $(\sim)$ означает, что рассматривается не сам параметр, а его оценка.

Для климатологического ряда, представляющего собой дискретную реализацию случайного процесса, соответствующие формулы для оценок примут вид:

$$\tilde{R}_x(\tau_k) = \frac{1}{N-k} \sum_{j=1}^{N-k} [x(j\Delta t) - \tilde{m}_x][x((j+k)\Delta t) - \tilde{m}_x], \quad (1.85)$$

$$\tilde{r}_x(\tau_k) = \tilde{R}_x(\tau_k)/R_x(0), \quad (1.86)$$

где $\tau_k = k\Delta t$ ($k = 0, 1, \dots, m$); $x[(j+k)\Delta t]$ — члены последовательности наблюдений, Δt — интервал дискретности наблюдений, $j\Delta t = t$; $(j+k)\Delta t = t + \tau$; N — число членов ряда.

Обращаясь к выражению (1.86), нетрудно видеть, что значения оценки нормированной корреляционной функции $\tilde{r}_x(\tau)$ представляют собой коэффициенты парной корреляции для членов временного ряда, разделенных промежутком времени τ_k .

Корреляционные функции метеорологических величин являются убывающими функциями временного сдвига τ . По мере увеличения временного сдвига значения корреляционной функции уменьшаются и даже могут стать отрицательными. Это означает следующее: если сегодня, например, значение некоторой метеовеличины превосходило норму, то через некоторый промежуток времени, соответствующий временному сдвигу τ_k , при котором $r(\tau_k) < 0$, ее значение будет меньше нормы с вероятностью, равной $|r(\tau_k)|$.

Временной ход любой метеовеличины формируется под влиянием большого числа внешних и внутренних факторов. В связи с этим, рас-

считывая метеорологический процесс как сложный, можно говорить о том, что он представляет собой результат взаимодействия большого числа составляющих различного временного и пространственного масштаба.

Характер поведения $r(t)$ отражает доминирующие особенности временной структуры исследуемого процесса. Под доминирующими особенностями временной структуры понимаются в данном случае те составляющие процесса, которые вносят наибольший вклад в изменчивость исследуемой метеовеличины. В большинстве исследуемых метеорологических процессов наряду со случайными присутствуют и детерминированные составляющие, чаще всего в виде суточного и годового хода, т. е. гармонические составляющие. Это обстоятельство накладывает и свой отпечаток на внешний вид корреляционных функций метеорологических величин, подверженных значительным суточным и годовым колебаниям.

Корреляционная функция идеального синусоидального временного ряда с периодом T представляет собой синусоиду с тем же периодом и амплитудой, равной единице. Поэтому если бы временной ход конкретной метеовеличины определялся только детерминированной гармонической составляющей с суточными или годовыми периодами, то ее корреляционная функция также представляла бы собой синусоиду с одним из этих периодов и с коэффициентами корреляции $+1$ для сдвигов, кратных периоду, и -1 для сдвигов в полпериода. Поскольку метеорологические процессы складываются под действием не только тех факторов, которые определяют суточный и годовой ход, то корреляционные функции таких процессов, хотя и сохраняют синусоидальный характер, вместе с тем не представляют собой идеальной синусоиды, описанной выше. На рис. 1.19 представлена корреляционная функция модуля среднемесячных значений скорости ветра, полученная на основании данных судна погоды „М” за 12 лет.

Нетрудно убедиться, что, хотя корреляционная функция $r_{|v|}(t)$ и имеет вид синусоиды, ее значения для сдвигов, кратных годовому периоду, меньше единицы и лежат в пределах $0,5-0,6$. Отметим также, что уменьшение коэффициентов корреляции с увеличением запаздывания происходит в данном случае чрезвычайно медленно. Вместе с тем полная информация о временной структуре изучаемого процесса, которая может быть извлечена из анализа корреляционной функции, представленной на рис. 1.19 минимальна. Можно лишь сказать, что

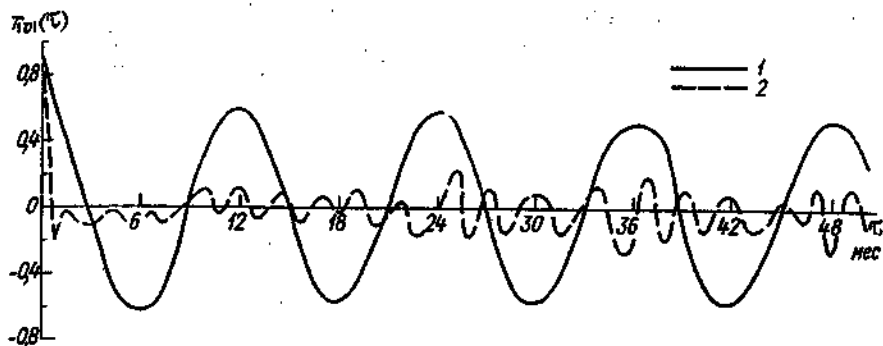


Рис. 1.19. Корреляционная функция модуля скорости ветра (1) и среднемесячных аномалий модуля скорости (2).

годовой ход является доминирующей составляющей в процессе изменений среднесуточных значений модуля скорости ветра над данной акваторией. По этой причине в климатологии для увеличения информативности получаемых оценок корреляционной функции метеорологических величин часто прибегают к исключению детерминированных составляющих из исследуемых реализаций, рассматривая ряды значений метеорологических величин в определенный срок, ряды средних значений (суточных или годовых значений) или ряды, получаемые после применения специальных операций фильтрации по отношению к исходным рядам.

На рис. 1.19 пунктирной линией представлена автокорреляционная функция ряда среднемесячных аномалий модуля скорости ветра. Переход от абсолютных значений скорости ветра к аномалиям позволил исключить составляющую, обусловленную годовым ходом. Корреляционная функция ряда среднемесячных аномалий скорости ветра затухает чрезвычайно быстро, ее значения для сдвигов, отличных от нуля, по модулю не превосходят 0,25. Каких-либо регулярных изменений данная функция не претерпевает. Все это позволяет предположить, что процесс, описываемый этой корреляционной функцией, носит чисто случайный характер, т. е. последовательность среднемесячных аномалий модуля скорости ветра над океаном представляет собой последовательность некоррелированных случайных величин с конечной дисперсией. Такая последовательность в статистике называется белым шумом.

Описанные выше два вида автокорреляционных функций, харак-

теризующих в некотором смысле противоположные по своей статистической структуре процессы, достаточно часто встречаются в климатологической практике. Например, при условии исключения годового хода средние месячные значения атмосферного давления, влажности и количества облачности друг с другом практически не коррелированы, т. е. автокорреляционные функции рядов аномалий месячных значений этих метеовеличин близки по своему виду к описанной выше корреляционной функции аномалий модуля скорости ветра. Если же рассматривать ряды с неисключенным годовым ходом, то климатический годовой ход может быть интерпретирован как периодический процесс, на фоне которого происходят процессы с меньшими временными масштабами. В связи с этим автокорреляционная функция процесса, для которого доминирующим является годовой ход, представляет собой слабозатухающую синусоиду с годовым периодом. Чем больше вклад годового хода в общую изменчивость, тем медленнее затухает автокорреляционная функция и тем больше по модулю ее значения на сдвигах, кратных одному году. В частности, установлено, что для приземной температуры в зоне $35-85^{\circ}$ с. ш. 50 % общей дисперсии температуры объясняется годовым ходом.

Вместе с тем аномалия среднемесячных температур воздуха в отличие от других, упомянутых выше, аномалий основных метеовеличин коррелированы друг с другом, хотя и не очень значительно. Скорость убывания автокорреляционных функций аномалий средних месячных значений температуры при небольших временных сдвигах меньше, чем для других метеовеличин.

Автокорреляционные функции рядов аномалий срочных значений метеовеличин имеют вид, представленный на рис. 1.20. Они убывают пропорционально временному сдвигу τ до значений 0,1–0,2 и при дальнейшем увеличении сдвига меняются мало. В частности, для рядов средних суточных значений метеовеличин характерна связность по типу марковского процесса первого порядка, корреляционная функция которого имеет вид затухающей экспоненты.

Вид корреляционных функций среднемесячных значений многих основных метеовеличин также свидетельствует о том, что процесс их изменения носит марковский характер, но не позволяет сделать однозначного вывода относительно порядка марковского процесса. Так, автокорреляционные функции температуры воздуха указывают на то, что аномалиям средних значений этой величины свойственна

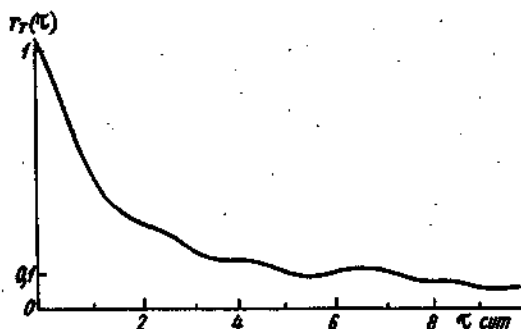


Рис. 1.28. Корреляционная функция срочных значений температуры воздуха.

определенная инерционность, т. е. они могут быть как марковскими процессами первого, так и второго порядка, на которые накладываются некоторые детерминированные составляющие (например, квазидвухлетний цикл).

Относительно того, какова статистическая структура рядов средних месячных значений, взятых за каждый конкретный год, в настоящее время единого мнения не существует. Чаще всего их рассматривают или как белый шум, или как марковский процесс первого порядка.

В рамках корреляционной теории стационарных случайных функций в качестве количественной характеристики взаимосвязи двух процессов во времени служит взаимная ковариационная функция, определяемая как

$$R_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T [x(t) - m_x][y(t + \tau) - m_y] dt, \quad (1.87)$$

где $x(t)$ и $y(t)$ — реализации стационарных эргодических процессов, m_x и m_y — математические ожидания этих процессов, $\tau = |t_i - t_j|$ — временной сдвиг.

Функция $R_{xy}(\tau)$ характеризует степень коррелированности (взаимосвязанности) значения реализации $x(t)$ в момент времени t_i и значения реализации $y(t)$ в момент времени t_j , т. е. является в силу (1.87) мерой статистической связи процессов $x(t)$ и $y(t)$. Функция $R_{xy}(\tau)$ ограничена:

$$R_{xy}(\tau) \leq \sqrt{R_x(0) R_y(0)}. \quad (1.88)$$

Однако в отличие от ковариационной функции $R_x(\tau)$ взаимная ковариационная функция не обладает свойством симметричности

$$R_{xy}(\tau) \neq R_{yx}(-\tau), \quad (1.89)$$

поэтому вычисление $R_{xy}(\tau)$ осуществляется для положительных и отрицательных значений аргумента τ . Объем вычислений при оценивании $R_{xy}(\tau)$ можно сократить, если воспользоваться следующим свойством взаимной корреляционной функции:

$$R_{xy}(\tau) = R_{yx}(-\tau). \quad (1.90)$$

Функция $R_{xy}(\tau)$ характеризует связь процессов $x(t)$ и $y(t)$, когда $x(t)$ опережает процесс $y(t)$, а $R_{yx}(\tau)$ характеризует взаимодействие процессов, когда $x(t)$ запаздывает по отношению к $y(t)$. С учетом свойства (1.90) выражение для оценки $\tilde{R}_{xy}(\tau)$ при конечной длине реализации имеет вид

$$\tilde{R}_{xy}(-\tau) = R_{yx}(\tau) = \frac{1}{T-\tau} \int_0^{T-\tau} y^*(t) x^*(t+\tau) dt,$$

где $x^*(t)$ и $y^*(t)$ — центрированные относительно своих математических ожиданий значения процесса.

В случае дискретной реализации оценке $\tilde{R}_{xy}(\tau)$ можно придать вид

$$\tilde{R}_{xy}(\tau_k) = \tilde{R}_{xy}(k\Delta t) = \frac{1}{N-s} \sum_{k=0}^s x^*(k\Delta t) y^*[(k+m)\Delta t], \quad (1.91)$$

где N — число членов исходных рядов, $\tau_k = k\Delta t$, Δt — дискретность рядов. Точность оценки взаимной ковариационной функции можно оценить лишь с помощью численных методов. Задача эта довольно сложная. Однако при расчетах $\tilde{R}_{xy}(\tau)$ в первом приближении можно руководствоваться теми же правилами, что и при расчетах оценок автокорреляционных функций.

Функция взаимной ковариации по сравнению с функцией автоковариации заключает в себе большую информацию об изучаемых процессах. Временной сдвиг $\tau_{\text{макс}}$, соответствующий максимуму взаимной ковариационной функции, определяет среднюю разность фаз анализируемых процессов. Если функция взаимной ковариации симметрична относительно нулевого сдвига, то это означает, что процессы

протекают в одной фазе (синфазно). Асимметричность $\tilde{R}_{xy}(\tau)$ относительно нулевого сдвига свидетельствует о том, что процессы протекают с разностью фаз, соответствующей $\tau_{\text{макс}}$.

Наряду с взаимной ковариационной функцией $R_{yx}(\tau)$ часто пользуются взаимной корреляционной функцией

$$r_{yx}(\tau) = R_{yx}(\tau) / \sqrt{R_x(0) R_y(0)}. \quad (1.92)$$

Функции $r_{yx}(\tau)$ и $r_{xy}(\tau)$ при фиксированных временных сдвигах между процессами представляют собой коэффициенты линейной (парной) корреляции.

По абсолютной величине $r_{xy}(\tau)$ можно судить о степени взаимосвязи двух процессов и по ее знаку — об их прямой или обратной зависимости.

Квадрат коэффициента корреляции $r_{xy}^2(\tau)$ является мерой отношения дисперсии $Y(t)$, обусловленной линейной связью $Y(t)$ с $X(t)$, к общей дисперсии $Y(t)$. Поэтому эту величину часто используют в качестве меры степени линейной взаимосвязи двух процессов, называя ее коэффициентом детерминизации.

Различные некоррелированные с периодическим компонентом $S(t)$ и друг с другом шумовые составляющие $w_x(t)$ и $w_y(t)$ генерируют процессы

$$x(t) = S(t) + w_x(t),$$

$$y(t) = S(t) + w_y(t).$$

Ковариационная функция любого из этих процессов определяется как

$$R_x(\tau) = R_{ss}(\tau) + R_{w_x w_x}(\tau) + R_{sw_x}(\tau) + R_{w_x s}(\tau). \quad (1.93)$$

При независимости периодического компонента и шума

$$R_{w_x s}(\tau) = 0 \text{ и } R_{sw_x}(\tau) = 0.$$

Таким образом, $R_x(\tau)$ содержит ковариационную функцию шумового компонента $R_{w_x w_x}(\tau)$. Функция $R_{xy}(\tau)$ может быть представлена в виде

$$R_{xy}(\tau) = R_{ss}(\tau) + R_{sw_x}(\tau) + R_{w_y s}(\tau) + R_{w_x w_y}(\tau), \quad (1.94)$$

где индексы означают корреляцию отдельных компонентов двух процессов. В силу условий независимости шумов $R_{sw_x}(\tau) = R_{w_y s}(\tau) = R_{w_x w_y}(\tau) = 0$. Следовательно, в $R_{xy}(\tau)$ периодическая составляющая проявляется в „чистом” виде.

Ввиду того что метеорологические процессы и поля метеорологи-

ческих величин формируются под влиянием составляющих разных временных или пространственных масштабов, возникает необходимость исследовать внутреннюю временную структуру случайного процесса или структуру пространственного изменения поля случайной величины, определяемую доминирующими составляющими. Во многих случаях оказывается необходимым оценить вклад составляющих различных временных или пространственных масштабов в дисперсию случайного процесса или случайного поля. Для этой цели служит понятие спектральной плотности случайного процесса или случайного поля. Дальнейшее изложение будем вести, как и ранее, для случая корреляционно-стационарных и эргодических случайных процессов.

Дисперсия случайной выборочной функции $x(t)$, заключенная в интервале частот от ω до $\omega + \Delta\omega$, может быть записана в виде

$$\sigma_x^2(\omega, \Delta\omega) = M[(x(t, \omega, \Delta\omega) - M(x(t)))^2], \quad (1.95)$$

где M – оператор математического ожидания, $x(t, \omega, \Delta\omega)$ – составляющие функции $x(t)$, имеющие частоты от ω до $\omega + \Delta\omega$. В соответствии со сказанным выше, спектральную плотность можно определить как

$$S_x(\omega) = \lim_{\Delta\omega} \frac{\sigma_x^2(\omega, \Delta\omega)}{\Delta\omega}. \quad (1.96)$$

Величина $S_x(\omega)$ – всегда действительная неотрицательная функция.

Важное свойство спектральной плотности заключается в ее связи с ковариационной функцией

$$S_x(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_x(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau, \quad (1.97)$$

$$R_x(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S_x(\omega) e^{i\omega\tau} d\omega. \quad (1.98)$$

Поскольку для стационарного случайного процесса функция $R_x(\tau)$ является четной, то выражения (1.97) и (1.98) можно переписать в виде прямого и обратного косинус-преобразования Фурье:

$$S_x(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} R_x(\tau) \cos(\omega\tau) d\tau, \quad (1.99)$$

$$R_x(\tau) = 2 \int_0^{\infty} S_x(\omega) \cos(\omega \tau) d\omega, \quad (1.100)$$

Дисперсия функции $x(t)$ описывается зависимостью

$$\sigma_x^2 = 2 \int_0^{\infty} S_x(\omega) d\omega. \quad (1.101)$$

Следовательно, дисперсия равна удвоенной общей площади под кривой спектральной плоскости.

Характер связи двух процессов во временной области описывается функцией взаимной ковариации. Последняя характеризует связь между доминирующими в данном процессе составляющими, однако не дает возможности установить существование или отсутствие связи между другими составляющими. Для того чтобы изучать частотную структуру связи между двумя процессами, по аналогии со спектральной плотностью вводится понятие взаимной спектральной плотности случайного процесса.

Так же как спектральная плотность одного процесса представляет преобразование Фурье, его корреляционной функции, так и взаимная спектральная плотность двух реализаций $x(t)$ и $y(t)$ представляет собой преобразование Фурье взаимной корреляционной функции

$$S_{xy}(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_{xy}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau. \quad (1.102)$$

Поскольку взаимная корреляционная функция не обладает свойством четности, взаимная спектральная плотность есть обычно комплексная величина, т. е.

$$S_{xy}(\omega) = \text{Co}_{xy}(\omega) - iQ_{xy}(\omega), \quad (1.103)$$

где действительная часть $\text{Co}_{xy}(\omega)$ называется синфазной составляющей (косинус-спектр), а мнимая часть $Q_{xy}(\omega)$ — квадратурной составляющей (синус-спектр) взаимной спектральной плотности.

Синфазную составляющую можно представить как отношение среднего произведения $x(t)$ и $y(t)$ в узком интервале частот от ω до $\omega + \Delta\omega$ к ширине этого интервала, выраженной в единицах частоты. Такое же определение можно дать и квадратурной составляющей при условии, что только один из двух процессов сдвинут по отношению к другому таким образом, что составляющие с частотой ω сдвинуты по фазе на $\pi/2$.

Косинус-спектр может быть вычислен по формуле

$$Co_{xy}(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{R_{xy}(-\tau) + R_{xy}(\tau)}{2} \cos \omega \tau d\tau. \quad (1.104)$$

За счет сложения $R_{xy}(-\tau)$ и $R_{xy}(\tau)$ и последующего деления суммы на 2 происходит сглаживание асимметричности функции взаимной корреляции, вследствие чего косинус-спектр и является характеристикой синхронных колебаний.

Наоборот, если мы возьмем величину $\frac{R_{xy}(-\tau) - R_{xy}(\tau)}{2}$, то мы усилим эффект асимметрии функции $R_{xy}(\tau)$ и тогда квадратурный спектр

$$Q_{xy}(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{R_{xy}(-\tau) - R_{xy}(\tau)}{2} \sin \omega \tau d\tau \quad (1.105)$$

характеризует несинхронные колебания, вернее, распределение дисперсий по частотам, когда составляющие с частотой ω одного процесса сдвинуты по фазе на 90° относительно составляющих с той же частотой другого процесса. Взаимная спектральная плотность может быть также выражена в показательной форме

$$S_{xy}(\omega) = |S_{xy}(\omega)| e^{-i\theta_{xy}(\omega)}, \quad (1.106)$$

где

$$|S_{xy}(\omega)|^2 = Co_{xy}^2(\omega) + \Theta_{xy}^2(\omega); \quad \theta_{xy}(\omega) = \arctg \frac{Q_{xy}(\omega)}{Co_{xy}(\omega)}$$

Величина $|S_{xy}(\omega)|/S_x(\omega)S_y(\omega) = \gamma_{xy}^2(\omega)$ называется функцией когерентности. В случае если для данного значения частоты $\gamma_{xy}^2(\omega) = 0$, тогда на этой частоте процессы $x(t)$ и $y(t)$ некоррелированы (некогерентны). Если для всего диапазона частот $\gamma_{xy}^2(\omega) = 0$, тогда процессы $x(t)$ и $y(t)$ протекают независимо, наоборот, Если для всего набора частот $\gamma_{xy}^2(\omega) = 1$, то процессы $x(t)$ и $y(t)$ полностью когерентны (коррелированы). Таким образом, функция когерентности является характеристикой связи между двумя процессами на различных частотах.

Когерентностью называется величина $\gamma_{xy}(\omega)$, представляющая собой спектральный коэффициент корреляции и характеризующая линейную статистическую связь спектральных компонентов одинако-

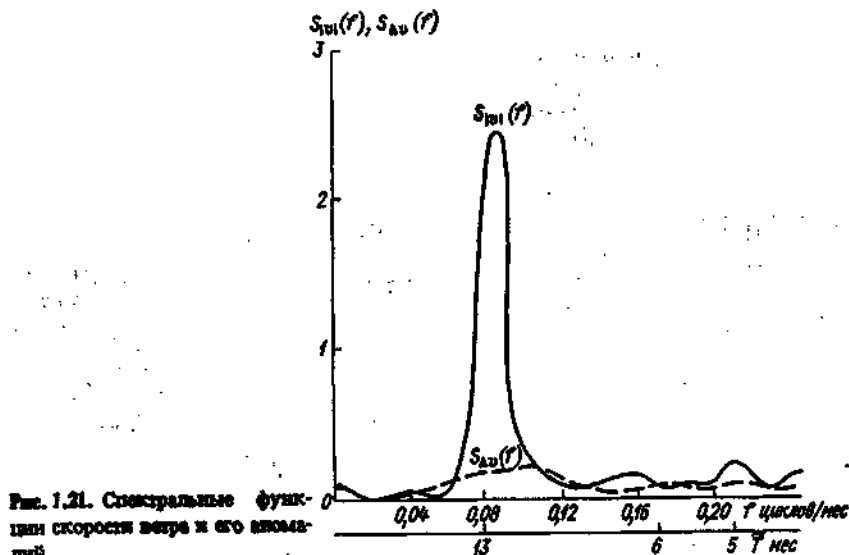


Рис. 1.21. Спектральные функции скорости ветра и его аномалий.

вой частоты. Когерентность, естественно, как и функция когерентности, меняется в пределах от 0 до 1.

Величина $\Theta_{xy}(\omega) = \text{arctg } Q_{xy}(\omega) / S_{xy}(\omega)$ называется разностью фаз. Она определяет отставание по фазе процесса $y(t)$ от процесса $x(t)$ при условии, что $\Theta_{xy}(\omega)$ положительно от 0 до 180° и отрицательно от 180° до 360° .

Нетрудно видеть, что если $\gamma_{xy}(\omega) = 1$, тогда разность фаз процессов постоянная, а если $\gamma_{xy}(\omega) \rightarrow 0$, тогда разность фаз неустойчива. Таким образом, когерентность может служить мерой устойчивости разности фаз.

Обратимся к конкретным примерам применения спектрального анализа к климатологическим рядам. Рассмотрим вновь ряды средне-месячных значений модуля скорости ветра и его аномалий по данным судна погоды „М“, расположенного в Норвежском море. Полученные на основе преобразования Фурье корреляционных функций модуля скорости ветра спектры изображены на рис. 1.21.

Корреляционная функция модуля скорости ветра представляет собой слабозатухающую косинусоиду с периодом 12 мес (см. рис. 1.19). В связи с этим график функции спектральной плотности модуля скорости ветра (см. рис. 1.21) имеет резко выраженный пик на частоте, соответствующей колебанию с годовым периодом. Если бы корреляционная функция имела вид идеальной косинусоиды, а не затухающей, как в данном случае, то на частоте $\omega_0 = 2\pi/12 = \pi/6 \text{ мес}^{-1}$ был бы

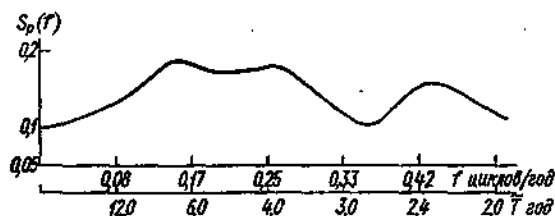


Рис. 1.22. Спектральная плотность среднегодовых значений атмосферного давления. Базель, 1755–1957 гг.

не пик спектральной плотности, а линия бесконечной длины, параллельная оси ординат. Таким образом, функции спектральной плотности рядов гидрометеорологических величин, из которых не исключен годовой или суточный ход, имеют хорошо выраженные максимумы на частотах, соответствующих годовому или суточному периоду.

Функция спектральной плотности нормированных аномалий модуля скорости ветра не имеет отчетливо выраженных значимых максимумов (см. рис. 1.21). По своему виду, если пренебречь случайными флуктуациями оценки функции спектральной плотности, спектр нормированных аномалий средних месячных значений модуля скорости ветра близок к теоретическому спектру „белого шума”, представляющему собой прямую линию, параллельную оси частот.

Близкими по своему виду к спектрам белого шума являются спектры нормированных аномалий среднемесячных значений атмосферного давления и спектры среднегодовых значений температуры воздуха и атмосферного давления. В качестве примера на рис. 1.22 приводится функция спектральной плотности среднегодовых значений атмосферного давления по данным ст. Базель за период с 1755 по 1957 г. Отсутствие надежных данных не позволяет в настоящее время судить о виде функций спектральной плотности средних годовых значений основных метеовеличин. Однако многие авторы указывают на то, что вероятнее всего, их спектры также близки по своему виду к спектру белого шума. Нормированные аномалии температуры воздуха в диапазоне частот, которым соответствуют периоды более двух месяцев, могут рассматриваться как сумма марковского процесса первого порядка и белого шума. На рис. 1.23 представлена нормированная функция спектральной плотности аномалий средних месячных значений температуры воздуха на ст. Колвилл за период с 1884 по

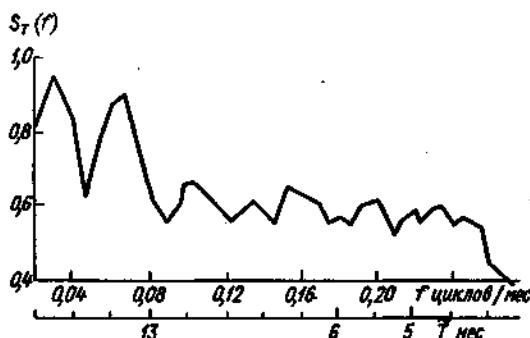


Рис. 1.23. Нормированная функция спектральной плотности аномалий средних месячных значений температуры воздуха. Колвилл, 1884–1960 гг.

1960 г. Характерным свойством этого спектра является постепенное убывание спектральной плотности от низких частот к высоким, что говорит о наличии инерционной связи внутри данного ряда. Значимые максимумы функций спектральной плотности указывают на наличие квазирегулярных колебаний с периодами, соответствующими частотам этих максимумов.

При анализе временных рядов, как правило, рассматриваются лишь части спектров метеовеличин, ограниченные сверху частотой Найквиста $2\pi/2\Delta t$, где Δt – интервал дискретности наблюдений. Для случая рядов срочных наблюдений частота Найквиста $\omega_N = \pi/3 \text{ ч}^{-1}$, что соответствует гармонике с периодом, равным 6 ч. Что же касается низких частот, то в этой области спектры метеовеличин практически неограничены, в них обнаруживаются колебания с периодами от нескольких дней и недель до тысячелетий и более, обусловленные уже колебаниями климата Земли.

Благодаря этим свойствам функция спектральной плотности является важным инструментом при изучении изменений и колебаний климата. Продемонстрируем это на примере изучения динамики континентального оледенения в течение последних 600 тыс. лет. Индикатором увеличения или уменьшения глобального объема льда могут служить колебания изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) раковинкок планктона в слоях глубоководных осадков в океане. Спектр таких колебаний представлен на рис. 1.24. График функции спектральной плотности показывает, что за последние 600 тыс. лет континентальные оледенения возникали и исчезали с периодом в среднем около 100 тыс. лет.

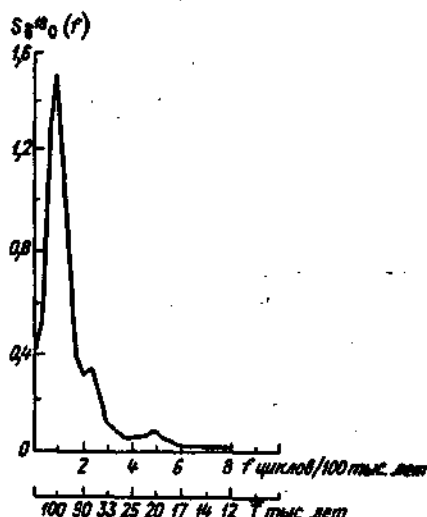


Рис. 1.24. Спектр колебаний изотопного состава планктона.

1.4

Особенности методики обработки отдельных метеорологических величин

1.4.1

Причины различий в методике обработки отдельных величин

Изложенные выше статистические методы расчета базовых климатических характеристик хотя и являются общими для всех метеорологических величин, но тем не менее не переносятся формально на любой климатологический ряд в силу специфики исходного материала. В климатологических рядах даже после тщательного контроля сохраняется некоторая неустранимая неоднородность, которую необходимо учитывать при обработке. Обычно это приводит к введению поправок в уже рассчитанные климатические характеристики. Получение поправки индивидуально для каждой характеристики даже одной и той же метеорологической величины.

Отдельные базовые характеристики традиционно определяются косвенными способами, иногда графическими. Распространено использование для расчетов различного рода функциональных сетчаток.

При расчетах климатических характеристик дат перехода через

заданные пределы, продолжительности периодов и числа дней с определенными значениями метеорологической величины или явлениями результат обработки существенно зависит от выбора предельного значения, а также от определения дня с явлением. И то, и другое зависит от характера решаемой задачи, от свойств конкретной метеорологической величины и предопределяет конкретный способ расчета данной характеристики.

Следует считаться также с годовой и суточной нестационарностью некоторых климатологических рядов, различной для разных метеорологических величин, и со свойственной им внутрирядной связностью. Из этого вытекает необходимость в отдельные месяцы вычислять средние квадратические отклонения некоторых метеорологических величин, имеющих хорошо выраженный годовой ход, по отклонениям от ежедневных многолетних средних, меняющихся во времени, а не по отклонениям от многолетней средней месячной величины. Автокорреляционные функции суточных и срочных значений, учитывая характер внутрирядной связности той или иной величины, приходится рассчитывать для разных временных сдвигов.

В силу особенностей каждой метеорологической величины, отражающей своеобразие метеорологических процессов, представляемых величиной, и особенности ее наблюдения, в качестве основных выбираются разные статистические характеристики.

По всем этим причинам возникает необходимость создания методических основ обработки каждой метеорологической величины в отдельности. Совокупность методик обработки отдельных метеорологических величин составляет специальный подраздел климатологической обработки, именуемый „методы обработки отдельных метеорологических величин“. Данный подраздел основан на учете особенностей метеорологического материала.

Изложим на примерах обработки отдельных метеорологических величин и их комплексов перечисленные особенности.

1.4.2

Температура воздуха

Основными показателями температуры воздуха можно считать статистические характеристики (среднее, среднее квадратическое отклонение, коэффициент асимметрии и автокорреляционную функцию) месячных, суточных, срочных рядов температуры, а также максимальных и минимальных значений температуры за сутки по рядам данных экстремальных термометров. Традиционно при климатологической обработке к основным показателям относят распределение средних суточных температур, выражая повторяемость не в процентах

или долях единицы, а в виде среднего числа дней, а также средние и крайние даты перехода средней суточной температуры через заданные пределы, даты первого и последнего заморозка и характеристики непрерывной продолжительности температуры выше (ниже) заданных уровней. Совокупность этих показателей дает достаточно полное представление о термическом режиме в районе данной станции и позволяет перейти к целому ряду специализированных климатических показателей без повторного обращения к исходным климатологическим рядам.

Остановимся на нескольких наиболее важных особенностях расчета перечисленных характеристик.

Ряды средних месячных температур сохраняют неоднородность за счет различия числа сроков наблюдения на отдельных участках ряда (трехсрочные наблюдения до 1936 г., четырехсрочные с 1936 до 1966 г., восьмисрочные начиная с 1966 г.). Средние суточные температуры, вычисленные по четырем и особенно по трем срокам наблюдений, из-за неучета низких ночных температур отличаются от средних суточных температур, полученных по ежечасным данным. Эти различия зависят от сезона года и географических условий. В умеренных широтах СССР средние суточные температуры, вычисленные по данным наблюдений за три срока, отличаются от ежечасных средних летом примерно на $0,4-1,0^{\circ}\text{C}$, а зимой на $1,0-0,3^{\circ}\text{C}$. Средние суточные из восьми сроков даже летом не отличаются от „истинных“ (ежечасных) средних суточных более чем на $0,1^{\circ}\text{C}$.

Обычно вводят поправки к средним из трех- и четырехсрочных наблюдений, как принято говорить, приводят их к истинным средним суточным температурам. С этой целью в средние месячные температуры, вычисленные по трех- и четырехсрочным наблюдениям, вводят поправки, представляющие собой разность между истинной средней и средней из соответствующего числа наблюдений. Истинная средняя определяется за 10 лет из ежечасных отсчетов по термографу. Для приведения температуры тех станций, где нет термографов, принимаются поправки ближайшей станции с аналогичным ландшафтом. В некоторых странах используются другие методы расчета многолетней средней месячной температуры. В США и Италии принято рассчитывать среднюю месячную температуру как среднее из максимальной и минимальной температур. Этот и другие методы, включающие в расчеты экстремальные температуры, являются менее точными по сравнению с

принятыми в Советском Союзе.

Среднюю многолетнюю декадную и среднюю суточную температуру конкретного дня принято определять графическим способом, при ручной обработке — методом гистограммы, при автоматизированной — методом сплайн-интерполяции.

Гистограмма строится по данным о средних месячных температурах за все месяцы года. По горизонтали откладываются дни года, по вертикали — средние месячные многолетние температуры. Через прямоугольники проводится плавная кривая так, чтобы она отсекала от каждого прямоугольника гистограммы площадь, равную площади, прирезаемой к соответствующему прямоугольнику. Площадь под кривой в этом случае равна площади всех прямоугольников и, следовательно, сумме средних суточных температур за год. С графика можно снять многолетнюю среднюю суточную температуру за любой день. Значения средней суточной температуры срединного дня каждой декады принимаются равными значениям средних многолетних декадных температур.

Р. Л. Каган и Е. И. Федорченко предложили использовать для описания годового хода и последующей интерполяции кубический сплайн, т. е. полином третьей степени. Годовой ход средних суточных температур представляется в виде кусочно-кубической функции, непрерывной вместе со своими первыми и вторыми производными на временном отрезке, равном году. Сплайновая интерполяция отличается от просто полиномиальной тем, что коэффициенты сплайна-полинома на протяжении года не являются постоянными, а меняются с изменением времени от одного промежутка времени к другому. Год делится на 12 участков, равных промежуткам между серединами 12 месяцев. Для каждого участка определяются четыре коэффициента полинома — A_i, B_i, C_i, D_i ($i = 1, 2, \dots, 12$) из условий:

- равенства аппроксимирующей функции средним месячным температурам в узлах, в качестве которых выбраны середины месяцев;
- непрерывности $\bar{x}_i(t)$ вместе с первыми двумя производными в узлах.

Значения средних суточных температур от середины предыдущего месяца до середины последующего месяца определяются по формулам:

$$\bar{x}_i(t) = A_{i-1} + B_{i-1}\left(t - i + \frac{3}{2}\right) + C_{i-1}\left(t - i + \frac{3}{2}\right)^2 + D_{i-1}\left(t - i + \frac{3}{2}\right)^3,$$

$$t \in \left(i - 1, i - \frac{1}{2}\right),$$

$$\bar{x}_i(t) = A_i + B_i(t - i + \frac{1}{2}) + C_i(t - i + \frac{1}{2})^2 + D_i(t - i + \frac{1}{2})^3, \\ t \in (i - \frac{1}{2}, i) \quad (1.107)$$

где C_i определяется из системы уравнений 12-го порядка

$$\frac{1}{24} C_{i-2} + \frac{19}{6} C_{i-1} + \frac{115}{12} C_i + \frac{19}{6} C_{i+1} + \frac{1}{24} C_{i+2} = 8\bar{x}_{i-1} - 16\bar{x}_i + 8\bar{x}_{i+1}$$

($\bar{x}_{i-1}, i, i+1$ — средние месячные температуры трех соседних месяцев, t — время в месяцах); $\bar{x}_i(t)$ — средние суточные температуры. Коэффициенты B_i, D_i, A_i находятся последовательно по формулам:

$$B_i = \bar{x}_{i+1} - \bar{x}_i + \frac{1}{192} C_{i-1} - \frac{115}{192} C_i - \frac{77}{192} C_{i+1} - \frac{1}{192} C_{i+2}; \\ D_i = \frac{1}{3} C_{i+1} - \frac{1}{3} C_i; \\ A_i = \bar{x}_i + \frac{1}{8} B_{i-1} + \frac{5}{24} C_{i-1} + \frac{17}{64} D_{i-1} - \frac{1}{8} L_i - \frac{1}{24} C_i - \frac{1}{64} D_i. \quad (1.108)$$

Согласование эмпирической кривой, построенной по гистограмме и данным методом, обычно очень хорошее. Последний способ удобен для обработки данных на ЭВМ.

До последнего времени было принято считать, что результаты интерполяции указанными способами будут более надежными, чем полученные непосредственно осреднением суточных и декадных значений температуры по ограниченным рядам. Проверка метода гистограмм показала, что с увеличением ряда наблюдений кривая годового хода, построенная по результатам осреднения данных за каждые сутки, становится все более плавной и приближается к интерполирующей кривой на гистограмме. Считалось, что особенности отдельных лет при осреднении за большой период сглаживаются.

Однако продление рядов за последние 20 лет позволило выявить в годовом ходе температуры некоторые устойчивые особенности температурного режима в отдельные дни некоторых месяцев. В зависимости от района такие устойчивые особенности приходятся либо на осенние („бабье лето“), либо на весенние („возврат холодов“) месяцы. Это значит, что по крайней мере в переходные сезоны года целесообразно в некоторых случаях отказываться от графического способа и осред-

нять ежегодные декадные данные, а в случае необходимости и суточные.

Средние значения по срокам (за отдельные часы суток) целесообразно вычислять только за период с одинаковой частотой наблюдений, например за период восьмисрочных наблюдений, т. е. начиная с 1966 г. До этого времени наблюдения проводились за три и четыре срока по местному среднему солнечному времени, и объединить такие данные с результатами наблюдений за восемь сроков по московскому декретному времени трудно. Увязка наблюдений, проведенных за периоды с разными сроками, потребовала бы введения целой системы поправок. Значительно проще рассчитывать среднюю температуру воздуха по укороченному ряду за восемь сроков, а затем вводить поправку в окончательный результат за счет малой длины ряда. В этом случае поправка определяется формулой

$$\Delta = \bar{x}_{\text{мес}} - \sum_{i=1}^8 \frac{\bar{x}_i}{8}, \quad (1.109)$$

где $\bar{x}_{\text{мес}}$ — средняя месячная (суточная) температура воздуха за весь имеющийся ряд лет (более 30 лет), $\bar{x}_i$ — средняя температура в i -й срок за период восьмисрочных наблюдений.

Эта поправка прибавляется ко всем срочным значениям $\bar{x}_i$. Расчеты среднего квадратического отклонения, коэффициентов асимметрии, корреляции (и вообще моментов выше первого) суточных и срочных значений температуры воздуха имеют одну общую особенность. В переходные сезоны года (весной и осенью) следует учитывать нестационарность математического ожидания. В весенние и осенние месяцы очень четко прослеживается возрастание и убывание соответственно многолетней средней суточной температуры воздуха. Поэтому при вычислении отклонений отдельных суточных или срочных температур от средней в качестве средней более правильно использовать не одну среднюю месячную температуру за сутки или в один из сроков, а меняющиеся в течение месяца срочные или средние суточные многолетние значения. Естественно, что отклонения в последнем случае будут меньше. Различия между средними квадратическими отклонениями, рассчитанными этими двумя способами, демонстрирует табл. 1.11.

Строго говоря, в некоторые месяцы наблюдается и нестационарность дисперсии. Однако неучет этого обстоятельства не приводит к существенным различиям климатических характеристик, кроме того, трудно заранее для конкретного географического района указать месяцы, в которые дисперсия температуры нестационарна. Поэтому

Таблица 1.11

Средние квадратические отклонения температуры воздуха
в 12 ч от средней месячной температуры в 12 ч (σ)
и от средней многолетней температуры в 12 ч
за каждые сутки (σ')

Среднее квадратическое отклонение	Месяц					
	III	IV	V	IX	X	XI
σ	6,3	3,7	4,5	3,6	4,3	6,4
σ'	6,0	3,6	4,1	3,1	3,6	6,1

нестационарностью дисперсии пренебрегают и для расчета среднего квадратического отклонения и коэффициента асимметрии используют следующие формулы:

$$\sigma' = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^k (x_{ji} - \bar{x}_j)^2}{kN}}, \quad (1.110)$$

$$A' = \frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^k (x_{ji} - \bar{x}_j)^3}{\sigma'^3}, \quad (1.111)$$

где x_{ji} — значение температуры воздуха (среднее суточное или в один из сроков); $\bar{x}_j$ — среднее многолетнее значение температуры воздуха; j — сутки месяца ($j = 1, \dots, k$), k меняется от 28 до 31 в зависимости от месяца; i — года ($i = 1, \dots, N$).

В расчетах автокорреляционной функции суточной температуры также целесообразно в переходные сезоны учитывать нестационарность по математическому ожиданию изменения температуры воздуха в годовом ходе. Принцип учета является тем же самым, что и при определении σ' и A' . Автокорреляционная функция срочных значений от срока к сроку рассчитывается в предположении стационарности в годовом ходе, но с учетом нестационарности вследствие суточного хода температуры как по математическому ожиданию, так и по корреляционной функции.

Формулы автокорреляционных функций имеют в общем случае с учетом указанных свойств температурных рядов следующий вид:

для суточных значений температуры

$$r(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=i}^{k-1} (x_{ji} - \bar{x}_j)(x_{li} - \bar{x}_l)}{\sigma_j \sigma_l}, \quad (1.112)$$

где j, l – сутки месяца; i – год; x_{ji} и x_{li} – средняя суточная температура; τ – сдвиг во времени в сутках, $\tau = j - l$;

для срочных значений температуры

$$r(t_k, t_l) = \frac{\sum_{i=1}^N (x_{ki} - \bar{x}_k)(x_{li} - \bar{x}_l)}{\sigma_k \sigma_l}, \quad (1.113)$$

где t_k, t_l – сроки суток ($k, l = 1, \dots, 24$); x_{ki} и x_{li} – срочная температура в i -м году; $\bar{x}_k, \bar{x}_l$ – средняя многолетняя температура в k -й и l -й сроки.

Исходя из приведенных формул легко видеть различие вида автокорреляционных функций суточных и срочных данных. Первая зависит только от значения сдвига во времени τ , вторая – от того, в какой части суток выбран сдвиг. Автокорреляционная функция суточных значений для ст. Москва, ВДНХ, в январе

τ сут	1	2	3	4	5
$r(\tau)$	0,79	0,57	0,44	0,32	0,23

является одномерной. Автокорреляционная функция срочных значений имеет вид матрицы (табл. 1.12).

Автокорреляционная функция срочных значений в данном случае характеризует связь температуры между сроками наблюдений. Именно такая функция представляет наибольший интерес для практики, что будет показано в дальнейшем.

В принципе можно вычислить также автокорреляционную функцию срочных значений, выражающую зависимость между температурой в один и тот же срок, но в разные сутки. Такая корреляционная функция по способу расчета практически не отличается от корреляционной функции суточных значений, лишь вместо средней за конкретные сутки, используется температура в один из сроков этих суток.

Обычно автокорреляционная функция суточных значений температуры уменьшается до статистически незначимых величин на 5–7-е сутки, а срочных – через 120 ч. Это позволяет рекомендовать ограничиться сдвигами, равными 5 сут и 120 ч. Сдвиг при расчетах срочных автокорреляционных функций можно увеличивать неравномерно. В течение первых суток сдвиги возрастают на 3 ч, а в последующие – на большую величину. Важно помнить, что дискретность должна быть

Таблица 1.12

Автокорреляционная функция срочной температуры воздуха.
Москва, ВДНХ. Январь

t_k	t_1 ч (мес. декр.)							
	0	3	6	9	12	15	18	21
3	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98
6	0,96	0,97	0,96	0,94	0,96	0,96	0,96	0,96
9	0,93	0,94	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,93
12	0,90	0,89	0,89	0,89	0,90	0,89	0,89	0,90
15	0,86	0,87	0,86	0,86	0,86	0,85	0,86	0,87
18	0,84	0,83	0,82	0,81	0,82	0,82	0,84	0,83
21	0,80	0,80	0,78	0,78	0,79	0,81	0,80	0,80
24	0,77	0,76	0,75	0,75	0,77	0,77	0,76	0,76
36	0,64	0,63	0,62	0,61	0,63	0,63	0,62	0,62
48	0,53	0,52	0,51	0,51	0,53	0,54	0,54	0,52
60	0,44	0,44	0,44	0,44	0,45	0,45	0,44	0,43
72	0,38	0,38	0,38	0,39	0,39	0,39	0,38	0,37
84	0,33	0,33	0,32	0,32	0,33	0,33	0,32	0,32
96	0,28	0,27	0,27	0,27	0,28	0,29	0,28	0,28
108	0,24	0,24	0,22	0,24	0,25	0,25	0,25	0,24
120	0,23	0,23	0,22	0,23	0,25	0,25	0,24	0,24

такой (величина сдвигов выбрана так), чтобы не захватывались значения корреляционной функции при ее приближении к 0 только большие или только малые.

Анализ автокорреляционных функций срочных температур воздуха показал, что могут быть приняты следующие значения сдвигов: $\tau = 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, \dots$ ч.

Сравнение вида автокорреляционных функций как суточных, так и срочных для различных месяцев года выявило их идентичность в течение сезона. Следовательно, можно рекомендовать их вычисление только для центральных месяцев сезонов.

Минимальные и максимальные температуры воздуха определяют из рядов наблюдений по минимальному и максимальному термометрам, позволяющим проводить непрерывное слежение за температурой воздуха. К числу показателей, характеризующих ряд экстремальных значений, относятся по традиции, имеющей место во всех странах, средние максимальные и минимальные, а также абсолютные максимальные и минимальные температуры воздуха и средние из абсолютных максимумов и минимумов.

Средние минимальные (максимальные) температуры вычисляются для каждого месяца из ежедневных отсчетов по минимальному (максимальному) термометру и дают представление о средней температуре воздуха в наиболее холодную (теплую) часть суток данного месяца.

Средние из абсолютных минимумов (максимумов) вычисляются осреднением самых низких (высоких) ежегодных минимумов (максимумов) температуры. Эти характеристики дают представление о той наинизшей (наивысшей) температуре, которую можно ожидать один раз в два года по отдельным месяцам и за год.

Абсолютные минимальные и максимальные температуры воздуха характеризуют наинизшие и наивысшие пределы, которых достигала температура на данной станции за многолетний период наблюдений за отдельные месяцы и за год в целом.

Следует подчеркнуть, что эти показатели представляют практический интерес только в тех случаях, когда они получены на основании длинных рядов наблюдений, не менее чем за 50–70 лет. На станциях, где ряд наблюдений короче, абсолютные экстремумы используются в тех случаях, когда они на короткорядной станции приходятся на тот же самый год, что и на соседних опорных длиннорядных станциях.

Раньше было принято „приводить” экстремальные характеристики температуры, так же как и средние, к длинному ряду. С этой целью к экстремальной или средней величине на опорной длиннорядной станции добавлялась средняя разность экстремальных или средних температур между этими станциями за имеющийся на короткорядной станции период лет. Опорная длиннорядная станция при этом должна была находиться в аналогичных условиях местности и располагаться вблизи короткорядной. Как раз в тех случаях, когда возникала особенно острая необходимость в приведении (в труднодоступной, слабо освещенной в метеорологическом отношении местности), необходимые условия выбора опорной станции не выполнялись. Несоблюдение (по объективным причинам) необходимых требований к опорным станциям повлекло за собой большие ошибки при вычислении средних и особенно экстремальных величин. Так, в Справочнике по климату СССР издания 1964–1966 гг. на юге Красноярского края в горной местности ошибка в определении абсолютного минимума температуры воздуха с использованием приведения по неудачно выбранной опорной станции достигала 20 °С. Большие ошибки абсолютных минимумов в сторону их занижения, возникающие по той же причине, замечены в Приморском крае. Обнаружить ошибки характеристик температуры за счет приведения удалось только после того, как короткие в 1960 г. ряды пополнились новыми данными за дополнительные 20 лет и тем

самым превратились в длинные. В настоящее время приведение коротких рядов к длинным практически потеряло смысл.

Приведение абсолютных максимумов и минимумов, характеристик, в значительной степени случайных, при массовых расчетах нерационально. В отдельных случаях, если возникла необходимость оценить возможные экстремумы для решения особо важной задачи (например, проектирование АЭС), приведение выполняется крайне осторожно. Выбираемая опорная станция должна удовлетворять установленным требованиям. В процессе приведения тщательно анализируются все мезо- и микроклиматические особенности района и используются установленные закономерности мезо- и макроклимата. Результаты приведения полезно проверить по правилу „3σ”, применив его к рядам ежегодных экстремумов.

Средние и крайние даты перехода через заданные пределы, как правило, являются специализированными прикладными характеристиками, они очень полезны для сельского хозяйства, строительного проектирования и многих других областей народного хозяйства. Характер решаемой задачи диктует те пределы, переход через которые определяется. Вместе с тем переход средней суточной температуры воздуха через некоторые стандартные значения (например, кратные 5°C) дает общее представление о климатических условиях в данном пункте и об их динамике.

Различают два понятия перехода температуры через предел: „устойчивый” переход, после которого среднесуточная температура, как правило, не принимает значений ниже (при переходе в сторону повышения) и выше (переход в сторону понижения) заданного предела, и просто переход, после которого наблюдается некоторый период с неустойчивым температурным режимом.

Устойчивый переход через заданный предел может быть определен косвенным способом, по многолетней кривой годового хода, построенной на основе гистограммы. Дата, полученная таким образом, является средней датой устойчивого перехода температуры через заданный предел. Крайней датой перехода температуры через этот предел будет самая ранняя за весь имеющийся период наблюдений дата, когда температура оказалась впервые ниже (выше) предела. Климатические характеристики дат перехода до последнего времени так и определялись.

Стремление к получению более подробной климатической инфор-

мации о датах перехода привело к разработке Л. П. Наумовой более объективного метода расчета.

За каждый год строится ступенчатый график трендовой составляющей хода средней суточной температуры ото дня ко дню с уровнем обеспеченности 95 %. Ежегодно определяются две даты: первого пересечения трендовой ломаной линией заданного значения температуры и последнего на ветви подъема линии (весной) и те же две даты на ветви её спуска (осенью). Затем из многолетнего ряда дат выбираются самая первая и самая последняя даты первого пересечения и такие же даты последнего пересечения. Кроме того, вычисляются средние даты первого и последнего пересечения заданного предела. Таким образом, получают 12 дат для обеих ветвей графика, по 6 дат по каждой из них для задаваемых предельных температур (0, 5, 10 °C и т. д.). Три первые даты на ветви подъема характеризуют период, когда происходят колебания температуры вокруг выбранного предела, три следующие даты характеризуют начало периода с температурой устойчиво выше (ниже) заданной. Последняя дата первого периода и первая второго часто совпадают. Средняя дата второго периода близка к дате, определяемой по гистограмме.

Важными характеристиками температурного режима, получаемыми в результате обработки рядов наблюдений за минимальной температурой, являются даты первого мороза осенью и последнего мороза весной. Даты первого и последнего мороза устанавливаются по показаниям минимального термометра в психрометрической будке. Если те же даты установлены по показаниям минимального термометра на почве, то они называются датами заморозка. По датам первого и последнего мороза определяют продолжительность безморозного периода. Если безморозный период наблюдается не ежегодно, то все его характеристики вычисляют без учета лет, в которые морозного периода не было. В случаях, когда безморозный период отсутствовал более чем в половине всех лет, составляющих период обработки, климатические характеристики безморозного периода не вычисляются.

Различают средние и крайние (самые ранние и самые поздние) даты первого и последнего мороза (заморозка). Эти даты определяют не по сглаженной кривой, как в предыдущем случае, а по данным наблюдений. Даты первого мороза всегда наступают раньше соответствующих дат перехода средней суточной температуры через 0 °C, а последнее — позднее.

Повторяемость средних суточных, срочных, максимальных и минимальных температур воздуха редко определяется путем обработки исходного материала наблюдений. Достаточно надежные для практи-

самым превратились в длинные. В настоящее время приведение коротких рядов к длинным практически потеряло смысл.

Приведение абсолютных максимумов и минимумов, характеристик, в значительной степени случайных, при массовых расчетах нерационально. В отдельных случаях, если возникла необходимость оценить возможные экстремумы для решения особо важной задачи (например, проектирование АЭС), приведение выполняется крайне осторожно. Выбираемая опорная станция должна удовлетворять установленным требованиям. В процессе приведения тщательно анализируются все мезо- и микроклиматические особенности района и используются установленные закономерности мезо- и макроклимата. Результаты приведения полезно проверить по правилу „3σ“, применив его к рядам ежегодных экстремумов.

Средние и крайние даты перехода через заданные пределы, как правило, являются специализированными прикладными характеристиками, они очень полезны для сельского хозяйства, строительного проектирования и многих других областей народного хозяйства. Характер решаемой задачи диктует те пределы, переход через которые определяется. Вместе с тем переход средней суточной температуры воздуха через некоторые стандартные значения (например, кратные 5°C) дает общее представление о климатических условиях в данном пункте и об их динамике.

Различают два понятия перехода температуры через предел: „устойчивый“ переход, после которого среднесуточная температура, как правило, не принимает значений ниже (при переходе в сторону повышения) и выше (переход в сторону понижения) заданного предела, и просто переход, после которого наблюдается некоторый период с неустойчивым температурным режимом.

Устойчивый переход через заданный предел может быть определен косвенным способом, по многолетней кривой годового хода, построенной на основе гистограммы. Дата, полученная таким образом, является средней датой устойчивого перехода температуры через заданный предел. Крайней датой перехода температуры через этот предел будет самая ранняя за весь имеющийся период наблюдений дата, когда температура оказалась впервые ниже (выше) предела. Климатические характеристики дат перехода до последнего времени так и определялись.

Стремление к получению более подробной климатической инфор-

машин о датах перехода привело к разработке Л. П. Наумовой более объективного метода расчета.

За каждый год строится ступенчатый график трендовой составляющей хода средней суточной температуры ото дня ко дню с уровнем обеспеченности 95 %. Ежегодно определяются две даты: первого пересечения трендовой ломаной линией заданного значения температуры и последнего на ветви подъема линии (весной) и те же две даты на ветви её спуска (осенью). Затем из многолетнего ряда дат выбираются самая первая и самая последняя даты первого пересечения и такие же даты последнего пересечения. Кроме того, вычисляются средние даты первого и последнего пересечения заданного предела. Таким образом, получают 12 дат для обеих ветвей графика, по 6 дат по каждой из них для задаваемых предельных температур (0, 5, 10 °C и т. д.). Три первые даты на ветви подъема характеризуют период, когда происходят колебания температуры вокруг выбранного предела, три следующие даты характеризуют начало периода с температурой устойчиво выше (ниже) заданной. Последняя дата первого периода и первая второго часто совпадают. Средняя дата второго периода близка к дате, определяемой по гистограмме.

Важными характеристиками температурного режима, получаемыми в результате обработки рядов наблюдений за минимальной температурой, являются даты первого мороза осенью и последнего мороза весной. Даты первого и последнего мороза устанавливаются по показаниям минимального термометра в психрометрической будке. Если те же даты установлены по показаниям минимального термометра на почве, то они называются датами заморозка. По датам первого и последнего мороза определяют продолжительность безморозного периода. Если безморозный период наблюдается не ежегодно, то все его характеристики вычисляют без учета лет, в которые морозного периода не было. В случаях, когда безморозный период отсутствовал более чем в половине всех лет, составляющих период обработки, климатические характеристики безморозного периода не вычисляются.

Различают средние и крайние (самые ранние и самые поздние) даты первого и последнего мороза (заморозка). Эти даты определяют не по сглаженной кривой, как в предыдущем случае, а по данным наблюдений. Даты первого мороза всегда наступают раньше соответствующих дат перехода средней суточной температуры через 0 °C, а последнее — позднее.

Повторяемость средних суточных, срочных, максимальных и минимальных температур воздуха редко определяется путем обработки исходного материала наблюдений. Достаточно надежные для практи-

ческих целей данные можно получить косвенным способом на основе подбора теоретической функции распределения. Параметры функции определяются по первым двум или трем статистическим моментам. Если все же повторяемость получают эмпирическим методом (такие данные приведены в Справочнике по климату СССР), то ее обычно выражают в среднем числе дней месяца или года. Температура воздуха обладает довольно большой изменчивостью. Поэтому, хотя повторяемость температуры рассчитывают обычно через 1°C , для потребителей дают более крупные интервалы, чаще всего 5°C . Для вычисления повторяемости с точностью до 0,1 дня требуются ряды наблюдений длительностью не менее 30 лет.

Соединение трех-, четырех- и восьмисрочных наблюдений при вычислении повторяемости допустимо без введения каких-либо поправок.

Распределение повторяемости является более устойчивой характеристикой в пространстве по сравнению со средними и экстремальными значениями температуры воздуха (так же как и других метеорологических величин) и вычисляется по сравнительно небольшому числу длиннорядных станций.

1.4.3

Температура почвы

Климатические характеристики температуры почвы в целом аналогичны таковым по температуре воздуха. Главные отличия методики их расчета от методики расчета характеристик воздуха заключаются в использовании более коротких рядов, исключении в некоторых случаях из обработки данных за холодное полугодие, в привязке к типу почвы, на которой ведутся наблюдения.

Использование сравнительно коротких рядов объясняется тем, что методика наблюдений за температурой почвы несколько раз менялась коренным образом и в ранние годы была ненадежной. Принято считать, что началом доброкачественных наблюдений является 1947 г.; с данных за который и начинают обычно обработку.

Вид почвы обычно отмечают непосредственно в таблицах климатических характеристик. Используются следующие стандартные наименования: суглинистая, супесчаная и др.

Зимой почва замерзает и наблюдения по коленчатым термометрам не ведутся. Естественно, что за этот период года климатические характеристики почвы на глубинах 5, 10, 15, 20 см не вычисляются. На

глубинах расположения вытяжных термометров 0,4; 0,8; 1,6 и 3,2 м температура почвы определяется в течение всего года. Для этих глубин вычисляется среднее число дней, в течение которых в данном месяце и за год наблюдается температура почвы не выше 0°C .

Важное практическое использование находят сведения о глубине проникновения температуры 0°C в почву. Глубина, на которой наблюдается 0°C , определяется за каждый год методом интерполяции. Из ряда таких глубин находится среднее, а также наибольшее и наименьшее ее значения.

Глубина проникновения температуры 0°C в почву позволяет судить о толщине промерзаемого слоя почвы, хотя она обычно бывает несколько больше глубины промерзания почвы. Дело в том, что вода, содержащаяся в почве, в большинстве случаев замерзает при температуре ниже 0°C в зависимости от концентрации солей в почвенной влаге и размеров почвенных капилляров.

При обработке данных наблюдений по вытяжным термометрам следует помнить, что по ряду станций в 70-е годы вытяжные термометры были заменены на термометры сопротивления М-54. Проработав некоторое время, термометры сопротивления вышли из строя, и на всей сети станций вновь были установлены вытяжные термометры. Данные за период работы М-54 следует исключать из исходного ряда.

1.4.4

Ветер

Ветер — величина векторная в отличие от других метеорологических величин. Климатологическую обработку ветра поэтому можно вести двумя способами: обрабатывать отдельно каждую из его составляющих (в полярных координатах это модуль вектора, или скорость ветра, и его направление) или рассматривать скорость и направление совместно.

Большая часть характеристик ветра получена первым способом. В качестве базовых характеристик скорости вычисляются средняя месячная скорость ветра, коэффициенты вариации и асимметрии для суток в целом и по срокам, автокорреляционная функция срочных значений, месячный и годовой максимумы скорости, повторяемость различных градаций скорости ветра, а также число дней со скоростью ветра, равной или превышающей заданное значение.

Направление ветра характеризуется повторяемостью различных румбов как по каждому из сроков, так и для всех сроков вместе.

Климатическими характеристиками ветра как вектора служат модуль среднего вектора скорости ветра, который вычисляют только для решения прикладных задач, и повторяемость различных сочета-

ний скорости и направления ветра.

Направление ветра. Особенностью этой метеорологической величины является очень сильная зависимость от местоположения метеорологической площадки и прибора. Поэтому следует до начала обработки составить розу открытости станции по горизонту, пользуясь классификацией степени открытости и условными обозначениями, введенными В. Ю. Милевским.

Для каждого из восьми румбов согласно данной классификации представляется соответствующий класс закрытости.

Повторяемость различных направлений ветра вычисляют для каждого из восьми румбов и выражают в процентах к общему числу случаев, когда отмечался ветер. Штили в это число не включают. Их вычисляют отдельно и выражают в процентах от общего числа наблюдений. Такая особенность обработки направления ветра связана с сильной зависимостью повторяемости штилей от качества установки флюгера и ухода за ним. Близость высоких деревьев, зданий и плохая смазка флюгера могут привести к резкому увеличению числа штилей.

Когда ряд лет наблюдений по анемометру станет достаточно длинным, необходимость в выделении штилей при обработке направления ветра отпадет.

Разница в сроках наблюдений заметно сказывается на рядах данных по направлению ветра. В районах, где хорошо выражен суточный ход ветра (особенно при бризах и горно-долинных ветрах), это вносит неоднородность в ряды данных, и поэтому в таких районах объединять ряды четырех- и восьмисрочных наблюдений не следует.

Скорость ветра. Рассчитывая характеристики скорости ветра, прежде всего следует считаться с имеющейся на всех станциях неоднородностью рядов за счет изменения методики наблюдения.

В последние годы почти на всех станциях перешли к измерению скорости ветра анеморумбометром М-63М. Этот прибор показывает скорости ветра, осредненные за 10-минутный интервал, в то время как интервал осреднения флюгера всего 2 мин. Различия в скоростях ветра, определенных по флюгеру и анеморумбометру, связаны еще и с тем, что большие скорости флюгером завышаются вследствие нелинейности его шкалы.

Сравнением флюгерных и анемометрических данных занимались многие авторы (С. А. Кошинский, В. И. Кондратьев, Р. П. Бернгард, Л. Ф. Школяр, М. М. Борисенко), ими получены неидентичные резуль-

таты. Тем не менее сопоставление данных разных авторов, выполненное Е. В. Машурковой, и анализ условий сравнительных наблюдений каждого из авторов позволили в настоящее время принять единый коэффициент для перевода флюгерных данных в анемометрические. Ежедневные данные о скоростях ветра, измеренных флюгером, начиная с 10 м/с, умножаются на коэффициент 0,88. Исправление ежедневных флюгерных данных необходимо при расчетах максимальных скоростей ветра и повторяемости скоростей. Средняя скорость ветра может рассчитываться без введения поправок, если она не превышает 7 м/с.

Основными климатическими показателями скорости ветра служат: средняя скорость, среднее квадратическое отклонение, коэффициенты вариации, асимметрии и автокорреляционная функция скорости ветра, а также повторяемость различных градаций скорости ветра, среднее число дней с большими скоростями ветра, максимальная скорость ветра (наблюденный максимум и расчетные максимумы различной вероятности), повторяемость коэффициентов порывистости при различных скоростях ветра.

Среднюю скорость ветра следует считать по ряду данных, начинающемуся с 1936 г. До этого года средние скорости ветра занижены из-за отсутствия ночного срока, когда обычно наблюдается слабый ветер.

Среднее квадратическое отклонение, коэффициент вариации средней суточной скорости ветра также рассчитываются, начиная с 1936 г. Те же характеристики и автокорреляционная функция срочных значений определяются за более короткий период восьмисрочных наблюдений. Следует отметить, что автокорреляционная функция скорости ветра по срокам в отличие от такой же автокорреляционной функции температуры воздуха заметно различается от месяца к месяцу, в связи с чем рекомендуется не ограничивать ее расчеты центральными месяцами сезонов, как в случае температуры воздуха.

Для расчета повторяемости обычно принимаются неравные градации: 0, 1, 2-3, 4-5, 6-7, ..., 16-17, 18-21, 22-24, 25-28, 29-34, 35-40, 40-45, ... Такие градации выбраны с учетом точности наблюдений, обеспечиваемой флюгером.

Скорость ветра относится к тем немногим метеорологическим величинам, повторяемость значений которой целесообразно вычислять непосредственным подсчетом по ежедневным данным. Распределение повторяемости скоростей ветра трудно аппроксимировать с достаточной точностью во всем диапазоне скоростей. Нельзя указать единого закона распределения, который являлся бы наилучшим для всей территории СССР. Тем не менее максимальную скорость ветра

обычно рассчитывают косвенным способом: на основе выравнивания распределения всех скоростей ветра функцией распределения Вейбулла или ежегодных максимумов ветра первой предельной функцией Гумбеля.

Функция Вейбулла имеет вид

$$F(v) = \exp[-(v/\beta)^\gamma], \quad (1.114)$$

где $F(v)$ – вероятность того, что скорость ветра больше, чем v ; β и γ – параметры, связанные со средним и средним квадратическим отклонениями скорости ветра, зависящие от ветрового режима данного района.

Уравнение (1.114) удобно решать графическим способом. Тогда при определении больших скоростей ветра заданной вероятности можно обойтись без расчета параметров β и γ , опираясь на данные эмпирической повторяемости скоростей.

В самом деле, прологарифмировав дважды соотношение (1.114), найдем, что

$$\lg(-\lg F) = \gamma \lg v + \lg \lg e - \gamma \lg \beta. \quad (1.115)$$

Это выражение является линейным относительно $\lg$ и $\lg(-\lg F)$. Поэтому, если на прямоугольную координатную сетку в системе координат $\lg$ и $\lg(-\lg F)$ нанести точки, полученные по данным о накопленной эмпирической повторяемости скоростей ветра, то точки эти должны лечь на одну прямую (при условии, что уравнение (1.114) правильно выражает закон распределения скорости ветра в данном районе). Продолжив эту прямую до заданного значения интегральной вероятности (обеспеченности), можно определить, на какую скорость ветра можно рассчитывать при заданной вероятности.

Заметим, что проводя прямую, следует ориентироваться главным образом на центральные точки на сетчатке, первыми же одной – тремя точками, относящимися к малым скоростям, можно пренебречь, так как они обычно не ложатся на прямую. Это обстоятельство является, кстати говоря, одной из причин погрешности аналитического метода определения максимальной скорости ветра.

Второй способ определения максимальных скоростей заключается в применении распределения экстремальных величин Гумбеля первого типа к распределению ежегодных максимумов ветра.

Формула 1-го предельного распределения имеет вид

$$F(v_{\text{макс}}) = \exp[-\exp(y)], \quad (1.116)$$

где $y = d_n(v - \beta_n)$; $v = (1/\alpha_n)y + \beta_n$; $1/\alpha_n = \sigma_v/\sigma_n$; $\beta_n = \bar{v} - \bar{y}_n/\alpha$.

Здесь $\bar{v}$ и σ_v — среднее и среднее квадратическое отклонение из ряда максимумов скорости ветра; $\bar{y}_n$ и σ_n — среднее и среднее квадратическое отклонения ряда вспомогательной величины y .

Ввиду того что ряд месячных или годовых максимумов невелик, эмпирические значения повторяемости как исходных максимумов, так и вспомогательной величины y_m находятся по известной формуле

$$F(v) = m/(n+1), \quad (1.117)$$

где m — порядковый номер члена ряда; n — общее число членов, расположенных в возрастающем порядке.

Вместо $F(v)$ часто указывают период повторения T . Обычно определяют скорость ветра, возможную один раз в 10, 25, 50, 100 лет. Характеристики вспомогательной величины y находятся тогда по формулам:

$$\bar{y}_n = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n y_m, \text{ где } y_m = \ln \left\{ -\ln \left[\frac{m}{n+1} \right] \right\};$$

$$\sigma_n = [\bar{y}_n^2 - y_n^2]^{1/2}, \text{ где } \bar{y}_n^2 = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n y_m^2.$$

Второй способ можно реализовать также графически, строя соответствующую функциональную сетчатку. Однако обычно предпочитают аналитический путь, так как ежегодные максимумы скорости ветра хорошо укладываются на прямую, и, значит, их распределение лучше соответствует теоретическому закону Гумбеля, чем распределение ежедневных скоростей распределению Вейбулла.

Недостатком второго способа является ограниченность выборки максимальных скоростей ветра и некоторая зависимость их от числа сроков наблюдений в сутки.

Максимумы, рассчитанные по четырехсрочным наблюдениям, следует увеличивать на 10–15 %.

Наряду с расчетными максимумами скорости ветра определяют наблюденный максимум ветра, который чаще всего соответствует расчетной скорости ветра, возможной один раз в 25 лет.

Режим максимальных скоростей ветра характеризует также число дней с сильным ветром. Принято определять число дней со скоростью ветра более 15 м/с. Такая характеристика приводится в климатических справочниках. Днем с максимальной скоростью ветра называется день, когда скорость более 15 м/с наблюдалась хотя бы один раз в срок наблюдений или между сроками. Не рекомендуется вычислять эту характеристику по ряду, в котором соединены флюгерные и анемо-

1

1. Методы климатологической обработки

1.4. Особенности обработки отдельных метеовеличин

метрические данные, так как при переходе от флюгера к анемометру изменился способ фиксации сильного ветра между сроками наблюдений.

Еще одной важной характеристикой скорости ветра является коэффициент порывистости, вычисляемый совместно со скоростью ветра, при которой он наблюдается. Коэффициентом порывистости называется отношение скорости ветра в порыве за 10-минутный интервал к средней скорости за тот же интервал. Рассчитать такой коэффициент можно только за период анемометрических наблюдений. Исходные данные для расчетов надо извлекать даже не из таблиц ТМ-1, а из самих первичных записей наблюдений, книжек КМ-1.

По совокупности синхронных данных о порывах и скоростях ветра в срок наблюдения составляется двумерное распределение коэффициентов порывистости и скорости ветра.

Градации коэффициента порывистости обычно задают равными 0,5 в границах 0,0–0,5; 0,5–1,0 и т. д., градации скорости ветра: 0–5; 6–9; 10–13; 14–17; 18–21 и т. д.

Вектор ветра. При совместной обработке скорости и направления ветра иногда вычисляют модуль и направление среднего вектора скорости ветра, а также повторяемость векторов ветра, представляемую в виде двумерной таблицы повторяемости различных градаций скорости и направления ветра.

Характеристики среднего вектора ветра получают, осредняя индивидуальные векторы ветра за каждый срок наблюдения. Расчет выполняется на ЭВМ.

Для вычисления повторяемости скорости ветра по направлениям, строго говоря, требуется ряд длиной около 50 лет. Учитывая, однако, что основное число наблюдений приходится на сравнительно узкий диапазон скоростей, на практике обычно довольствуются более короткими рядами, но не менее чем за 20–25 лет. Следует все же отметить, что при этом иногда пропадают важные случаи редких штормов, возникающих при необычных для штормов направлениях ветра. За 100 % при вычислении повторяемости принимают все случаи наблюдений за ветром.

1.4.5

Атмосферное давление

Обработка данных атмосферного давления во многих отношениях аналогична обработке данных температуры воздуха, однако имеет и существенные особенности.

Суточный ход атмосферного давления хотя и существует, но очень слабо выражен. Вследствие этого можно:

- объединять трех-, четырех- и восьмисрочные наблюдения, не вводя никаких поправок;

- не вычислять, в отличие от температуры и подобных ей величин, характеристик и структуры давления (среднее квадратическое отклонение, коэффициент асимметрии и автокорреляционную функцию) отдельно для каждого срока, а ограничиться расчетом характеристик средних суточных значений давления;

- выбирать только два экстремальных значения, максимальное и минимальное (а не шесть, как для температуры воздуха).

Важной особенностью обработки давления является необходимость приводить значения давления при осреднении ежегодных данных к одной высоте барометра. Дело в том, что на протяжении многих лет наблюдений высота барометра обычно изменялась много раз. Поэтому подготавливаемый для обработки ряд погодичных данных должен иметь параллельный ряд исторических сведений о состоянии барометра. Данные барометра за различные отрезки времени, в течение которых высота барометра не менялась, приводятся к единой, последней высоте. Приведение облегчается, если, выполнив эту операцию по одному году и построив график связи давления на двух разных высотах (по 12 точкам, соответствующим данным за 12 мес), в дальнейшем пользоваться этим графиком для других лет.

Среднее многолетнее значение давления, рассчитанное на уровне станции, приводится аналогичным образом и к уровню моря. Характеристики структуры атмосферного давления вычисляются только на уровне станции.

1.4.6

Влажность

Климатические характеристики влажности (парциального давления, относительной влажности, дефицита насыщения) аналогичны характеристикам температуры воздуха и вычисляются примерно также.

Ряды, по которым рассчитываются характеристики влажности месячного разрешения, обычно ограничивают 1936 годом. Это избавляет от необходимости вводить поправки к данным, полученным по трехсрочным наблюдениям. Без введения поправок объединение данных этих наблюдений с данными четырех- и восьмисрочных наблюдений приводит к значительной неоднородности рядов, устранять которую трудно, а главное, нецелесообразно. Хотя изменения влажности вообще следуют за изменениями температуры воздуха, но вековые изменения влажности и циклические колебания выражены слабее. Кроме

того, ряды влажности являются как бы производными от температуры воздуха и почвы и поэтому редко исследуются самостоятельно при изучении изменения и колебаний климата.

Исходным данным для расчета влажности свойственны довольно значительные ошибки наблюдений. В зимнее время при отрицательных температурах воздуха единственным прибором для измерения влажности является волосной гигрометр, который имеет очень большую инерцию (до суток и даже более). По этой причине не принято вычислять особенно тонкие характеристики структуры влажности и составлять подробные статистические распределения. Чаще всего вычисляют число дней с большими и малыми значениями влажности.

Заслуживает специального упоминания обработка данных по влажности для определения среднего числа дней с относительной влажностью не более 30 % и не менее 80 %.

Днем с относительной влажностью не более 30 % называется такой день, когда относительная влажность ни в один из сроков не превышала 30 %. Относительная влажность не менее 80 % должна наблюдаться в срок с наименьшей за сутки влажностью (примерно в 13 ч по среднему солнечному времени).

1.4.7

Осадки

Атмосферные осадки, так же как и температура воздуха, относятся к одной из наиболее важных метеорологических величин, являясь основным источником увлажнения суши, и представляются большим числом климатических показателей.

Установлены климатические показатели количества, продолжительности и интенсивности осадков. Кроме того, осадки обрабатываются и как явление (наличие или отсутствие осадков).

Осадки бывают жидкими, твердыми и смешанными, что также накладывает отпечаток на их обработку и увеличивает число показателей.

Наибольшее число показателей приходится на количество осадков, по которому вычисляются все основные статистические характеристики, кроме автокорреляционной функции. Последнюю можно вычислить только для месячного количества осадков, но такая функция используется лишь для специальных исследований в теории климата и малоинтересна (в силу слабой внутрирядной корреляции) для большей части других задач.

В отличие от других метеорологических величин количество осадков не рассматривается по срокам, а только в суточном разрезе. Вычисляются: декадное, месячное, сезонное и годовое среднее, коэффициенты вариации и асимметрии общего количества осадков по месяцам и за год, среднее месячное и годовое количество жидких, твердых и смешанных осадков; среднее, коэффициенты вариации и асимметрии суточного максимума осадков, по месяцам и за год. Поскольку распределения осадков, так же как и ветра, выравниваются с трудом и единой для всей территории или хотя бы для большого района функции подобрать не удастся, определяется повторяемость осадков, выраженная в виде среднего числа дней с осадками по градациям их количества.

Продолжительность осадков представляется обычно средним значением по месяцам и за год, а также квантилями различной обеспеченности, получаемыми расчетным способом. Интенсивность осадков характеризуется в климатологическом плане средним значением и повторяемостью различных значений. Главная трудность в расчетах среднего количества осадков состоит в том, что методика их измерения несовершенна и велика их зависимость от окружающей местности. В этом смысле осадки аналогичны ветру.

В рядах наблюдений за осадками, по крайней мере, 2 раза произошло крупное массовое нарушение однородности. Первое нарушение относится к 1930-м гг., когда станции переносились на открытое место, репрезентативное для большей части метеорологических величин, но не для осадков, особенно твердых. В 1952–1954 гг. на сети станций перешли к новому прибору — осадкомеру с защитой Третьякова, который заменил дождемер с защитой Нифера.

Первое нарушение устранено при создании справочников методом построения корреляционных графиков на соседних станциях (переносимой и реперной). Для устранения второго нарушения были определены поправки на основании ряда параллельных наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Они зависят от вида осадков, типа защищенности местоположения установки прибора, скорости ветра и имеют физико-географическую дифференциацию. Выделено 12 крупных районов, по которым составлены таблицы поправочных коэффициентов в зависимости от перечисленных выше влияющих факторов. Коэффициенты, тип защищенности и даты замены прибора по каждой станции опубликованы в приложении к разделу „Атмосферные осадки” Справочника. Коэффициенты относятся только к твердым, а смешанные осадки исправляются на половину его значения.

Введение осадкомера уменьшило, но не устранило недоучет осадков и поэтому разработано еще несколько видов поправок к изме-

ряемым осадкомером осадкам.

Ветровой коэффициент зависит от скорости ветра на уровне приемного отверстия осадкомера и от размера дождевых капель (параметра структуры жидких осадков — доля мелкокапельных дождей с интенсивностью не более 0,03 мм/мин от месячного количества), а для твердых и смешанных осадков еще и от температуры воздуха. Для периода выпадения твердых осадков умножают ветровой коэффициент на количество снега дефляционного происхождения, проходящего сверху вниз через горизонтальную поверхность на уровне осадкомера, и получают метелевую поправку. Обе эти поправки определяются наименее надежно и вводятся только в случае включения осадков в воднобалансовые расчеты.

Во избежание потерь небольшого количества воды, остающейся на стенках дождемерного ведра при вылипании осадков в мерный стакан, вводится поправка „на смачивание”, которая составляет примерно 0,1–0,2 мм. Эта поправка в последние годы вводится в данные при первичной обработке наблюдений. За старые годы ее необходимо вводить в погодичные данные, чтобы сделать ряд однородным. Поправка на смачивание единственная из поправок, которая вводится при климатологической обработке во всех случаях, независимо от решаемой задачи.

Установлена еще поправка „на испарение”. Она и составляет 2–8 %, но в переходные месяцы года, когда температура воздуха уже сравнительно высока, а накладной воронки в осадкомере еще нет, может достигать 15 и даже 20 %. В суммы осадков данную поправку вносят также при балансовых расчетах.

Разделение месячного и годового количества осадков на жидкие, твердые и смешанные проводится в соответствии с установленными ранее для каждого географического района долями их от общей суммы. Доли указаны в „Справочнике по климату СССР”.

Число дней с осадками не менее 0,1; 0,5; 1,0; 5,0; 10,0; 20,0; 30,0 мм позволяет судить не только о частоте осадков, но и о повторяемости их интенсивности. Прежде чем рассчитывать число дней с осадками, следует ввести поправки на смачивание. Введение этих поправок, существенных для числа дней с осадками не менее 0,1 и 0,5 мм, может заметно изменить соотношение числа дней с осадками различных градаций.

Распределение значений интенсивности в мм/ч можно получить,

только обрабатывая плувиограммы. Рядом авторов, например, Алибеговой, такие вычисления для отдельных районов производились. В систему массовой обработки данный климатический показатель не включен, из-за трудоемкости его получения, которое можно осуществить лишь вручную. Средняя интенсивность осадков определяется как отношение средней месячной (годовой) суммы осадков к средней месячной продолжительности осадков.

Квантили распределения продолжительности осадков, так же как и квантили распределения суточного максимума осадков, определяются косвенным расчетным способом. На практике для их определения чаще всего используются функциональные сетчатки: нормальная, логнормальная и сетчатка для гамма-распределения. Так как впервые выравнивание распределения осадков производилось гидрологами, перечисленные клетчатки в соответствии с терминологией, установившейся в гидрологии, часто называют сетчатками: умеренно асимметричной, со значительной асимметрией и сетчаткой Бровковича. Распределения, положенные в основу построения функциональных шкал на этих сетчатках, могут использоваться в расчетах как модели распределений суточного максимума и продолжительности осадков.

Обработка продолжительности осадков осложняется тем обстоятельством, что до 1959 г. в ТМ-1 записывалась продолжительность только измеряемых осадков (0,1 мм и более), а позднее осадки фиксировались как явление и поэтому из таблиц ТМ-1 можно определить только продолжительность явления дождя (при этом отмечались и такие дожди, когда количество осадков было меньше 0,1 мм). Одновременно с указанным изменением был введен и новый способ округления данных о продолжительности до целого часа. С 1959 г. округлялась не итоговая месячная продолжительность осадков, а продолжительность каждого дождя.

Объединение данных за период до 1959 г. и после него потребовало корректировки данных на основе сравнения по опорным станциям продолжительности осадков, определенной разными способами за 5 лет, предшествующих 1959 г.

Кроме продолжительности осадков определяется продолжительность бездождного периода в днях. Днем без дождя в теплую половину года считают тот день, когда суточное количество осадков было не менее 0,1 мм, в холодную — день с количеством осадков за сутки 0,0 мм и выше. Если бездождный период начался в одном месяце, а закончился в другом, весь период относится к тому месяцу, в который входит большая часть этого периода.

1.4.2.

Снежный покров

Снежный покров наблюдается по установленным стационарно (постоянным) рейкам и с помощью снегосъемок. Информация, полученная этими двумя способами, различается и используется в разных целях. Результаты снегосъемок прежде всего необходимы гидрологам, а также проектировщикам при выборе места строительства. Для нагрузочных расчетов и в исследованиях климатических изменений чаще используются данные постоянных реек.

Климатические характеристики плотности и запаса воды в снежном покрове обычно определяют по данным снегосъемок, а характеристики высоты снежного покрова — по постоянной рейке и по снегосъемкам; число дней со снежным покровом, даты появления, схода, образования и разрушения снежного покрова, средние квадратические отклонения высоты, числа дней, дат появления и схода снежного покрова — только по постоянной рейке.

Особое положение в смысле метода ее получения занимает такая характеристика, как максимальный прирост (средний и абсолютный) снега за сутки. Она может быть определена из результатов наблюдений за высотой снежного покрова, а также по данным об осадках.

Для характеристики высоты снежного покрова вычисляют средние ее значения не по месяцам, а по декадам зимних месяцев. Эти величины в начале и конце зимы рассчитываются только в том случае, когда снежный покров наблюдался более чем в 50 % зим. Среднюю величину за декаду получают делением суммарной высоты на все число лет выбранного периода независимо от наличия снега в эту декаду. Если же снег наблюдался менее чем в 50 % зим, то среднюю за данную декаду не вычисляют. Принято при этом ставить в таблицах условный значок (·). Следует иметь в виду, что начиная с 1977 г. в месячных выводах таблицы ТМ-1 и, следовательно, в ежемесячниках приводится не средняя декадная высота снежного покрова, а высота его на последний день декады. Поэтому начиная с этого года среднюю многолетнюю высоту следует вычислять, используя имеющиеся в ТМ-1 суммы высот за декады.

Средние многолетние значения высоты снежного покрова по снегосъемкам вычисляют так же, как и по постоянным рейкам. Поскольку ряд наблюдений по снегосъемкам короче (снегосъемки начаты в 1936 г.), при его обработке полезно сравнивать некоторые результаты с

данными, полученными по постоянной рейке. Так проверяются данные о высоте снежного покрова для крайних декад и декад внутри зимы с отсутствием снега в некоторые зимы. Если при снегосъемке снега в декаде не зафиксировано (в таблицах стоит прочерк), а по показаниям постоянной рейки он наблюдался, то этот год не следует включать в подсчеты.

Наибольшие и наименьшие декадные высоты снежного покрова по месяцам определяются по данным постоянной рейки, наибольшие и наименьшие высоты за зиму вычисляются для обоих способов наблюдения. Как правило, результаты различаются между собой, хотя и не слишком сильно.

Средние значения плотности снежного покрова (кг/м^3) и запаса воды в снеге, в отличие от аналогичных значений высоты снежного покрова, вычисляются только по данным тех лет, когда снежный покров образовывался. Плотность снежного покрова начинают измерять лишь тогда, когда его высота достигает 5 см, поэтому весной и осенью крайние декады, для которых указывается высота снега и плотность снега, могут не совпадать, т. е. период, за который приводится плотность снега, оказывается короче периода с указанием высоты снежного покрова.

Кроме средней плотности, вычисляют среднюю плотность при наибольшей декадной высоте снежного покрова и при наибольшем запасе воды в снежном покрове. Для получения этих характеристик плотности за каждый год выбирается значение плотности в ту из декад, когда высота снежного покрова или запас воды в снеге были наибольшими. Эти декады обычно различаются в разные годы. Таким образом осредняются данные плотности для разных декад.

По запасу воды в снеге наряду со средним определяется еще и среднее из наибольших значение. Характеристики продолжительности залегания снежного покрова (число дней со снегом, даты появления, схода и образования, разрушения устойчивого снежного покрова), строго говоря, следовало бы получать так же, как аналогичные характеристики температуры воздуха по графикам ступенчатого тренда. Однако исторически установились некоторые условные критерии для определения этих дат, которые и используют в практике климатологической обработки. В соответствии с методикой ГГО приняты следующие критерии:

– устойчивым считают такой снежный покров, который лежит не менее месяца с перерывами не более 3 дней подряд или вразбивку, перерыву в один день в начале зимы предшествует залегание снежного покрова не менее 5 дней, а перерыву в 2–3 дня – не менее 10 дней;

- если в конце зимы, не более чем через 3 дня после схода снежного покрова, вновь образуется снежный покров, который лежит не менее 10 дней, такое залегание снежного покрова считается непрерывным;

- если за зиму имеется несколько периодов с устойчивым снежным покровом, разделенных по времени не более чем на 5 дней один от другого, то период от первого дня с устойчивым снежным покровом до последнего дня за зиму с таким покровом считается одним периодом с устойчивым снежным покровом;

- средние многолетние даты образования и разрушения снежного покрова вычисляются только в том случае, когда число зим со снежным покровом составляет более 50 % всех зим и лишь за зимы, когда был только один период с устойчивым снежным покровом;

- при отсутствии снежного покрова хотя бы в одну из зим выбираются только две крайние даты - самого раннего появления и самого позднего схода снежного покрова, даты же самого позднего появления и самого раннего схода не определяются (аналогично и по устойчивому снежному покрову).

1.4.3

Облачность

Стандартные наблюдения на метеостанциях ведутся за количеством и формой облаков, а также за ее высотой. Обычно климатологической обработке подвергаются ряды двух первых характеристик. Высота облаков по визуальным наблюдениям определяется неточно, поэтому ее климатические характеристики получают по данным самолетного зондирования (в настоящее время оно отменено), по шаропитным данным либо косвенным расчетным способом.

Основными климатическими показателями количества облаков являются: среднее значение, повторяемость различных отметок облачности и среднее число ясных и пасмурных дней.

Среднее значение, вообще говоря, непоказательно для облачности, так как оно не только не является преобладающим в течение месяца (года), но, как правило, находится в градации количества облаков наименее вероятной. Тем не менее успешно используется как краткая климатографическая характеристика и в ряде специальных расчетов, например радиационного баланса.

Повторяемость количества облаков (общих и нижних отдельно) вычисляют обычно по градациям 0-2 балла (ясно), 3-7 баллов (полу-

ясно), 8–10 баллов (пасмурно) ежемесячно независимо от сроков наблюдения и по отдельным срокам.

В последнее время, иногда определяют повторяемость облаков по более мелким градациям: 0,1–3, 4–6, 7–9, 10 баллов. Выделение градаций 0 и 10 баллов связано с тем, что на эти отметки облачности обычно приходится наибольшее число случаев. В градациях же 0–2 и 8–10 баллов распределение числа случаев оказывается неравномерным.

Наряду с повторяемостью количества облаков по градациям вычисляют среднее число ясных и пасмурных дней по общей и нижней облачности. Эта характеристика в большей степени, чем повторяемость, позволяет судить об устойчивости ясного и пасмурного неба в течение суток.

Ясным днем называют день, в котором сумма отметок облачности за 8 сроков не превышает 14 баллов и ни в один из сроков не была больше 5 баллов. Пасмурный день по определению – такой день, когда сумма отметок облачности за 8 сроков составляет не менее 66 баллов. В период четырехсрочных наблюдений ясным считался день, когда сумма баллов не превышала 7 баллов, а пасмурным, когда она была не менее 33.

Из приведенных определений следует, что ясный день в настоящее время определяется несколько иначе, чем раньше, что создает неоднородность климатологического ряда при объединении данных за период до 1966 г. и после него. Дополнительную небольшую неоднородность вносит учтение сроков наблюдений. Попытки увязать эти данные с помощью введения поправок по корреляционным графикам числа ясных дней по данным четырех- и восьмисрочных наблюдений, предпринятые при составлении климатического справочника, не увенчались успехами. Поправки оказались неустойчивыми по территории. Поэтому, а также вследствие малой изменчивости указанной характеристики по территории целесообразно при расчетах ясных и пасмурных дней ограничиваться периодом восьмисрочных наблюдений.

Обработка форм облачности для получения климатических характеристик может проводиться по-разному. Например, вычисляя повторяемость различных форм облаков, за 100 % можно принимать как общее число наблюдений, так и число наблюдений, когда отмечались облака. Обычно применяется второй способ расчета, который позволяет получить относительную повторяемость форм облаков. Кроме того, определяя повторяемость облаков верхнего и среднего ярусов, следует также исключать случаи, когда эти облака были не видны, т. е. когда нижняя облачность была сплошной (10 баллов).

Зная повторяемость ясной и пасмурной погоды, можно от относительной повторяемости данной формы облаков перейти к ее абсолютной повторяемости. Если относительная повторяемость данной формы облаков определена по формуле

$$P_{\text{отн}} = m/n, \quad (1.118)$$

где m — число случаев с данной формой облаков, n — число случаев, когда наблюдались какие-либо облака, а повторяемость облаков 3–10 баллов

$$P_{3-10} = n/N, \quad (1.119)$$

то абсолютная повторяемость данной формы облаков составляет

$$P_{\text{абс}} = \frac{m}{n} \frac{n}{N} = \frac{m}{N}. \quad (1.120)$$

Существуют и другие принципы климатологической обработки форм облачности. Например, рассчитываются повторяемости форм облаков только при облачности 5 баллов или при их количестве 1, 2, 3, ..., 10 баллов.

1.4.10.

Атмосферные явления

Климатические характеристики частоты образования и продолжительности атмосферных явлений немногочисленны. Наблюдения за атмосферными явлениями ведутся визуально и всегда содержат элемент субъективности.

В прошлые годы методика наблюдений предусматривала неодинаковые критерии при оценке того или иного явления его продолжительности. Так, до 1959 г. продолжительность явлений отмечалась с точностью до четверти часа, позднее — в долях часа, а с 1977 г. — в часах и минутах. Кроме того, качество самих наблюдений не всегда было одинаковым.

Все эти причины, естественно сказавшиеся на качестве исходного материала наблюдений, затрудняют обработку материала. Структурные характеристики рядов наблюдений за явлениями при массовой обработке не вычисляют, ограничиваясь средним и наибольшим числом дней с явлением и повторяемостью различной продолжительности явлений (общей и непрерывной). Наиболее сложной является обработка продолжительности явления.

Прежде всего, следует различать среднюю продолжительность явления в данном месяце и среднюю месячную продолжительность явления в день с явлением. При расчете первой характеристики сумма всех случаев с явлением (в день может наблюдаться не один случай), делится на число лет наблюдений, при расчете второй – на число дней с явлением, т. е. вычисляется абсолютная и относительная повторяемость продолжительности явления. Обязательно следует оговорить при расчетах непрерывной продолжительности явления методику обработки тех случаев явления, которые начинаются в одном, а оканчиваются в другом месяце. Принято такое явление не делить на части для разных месяцев, а общую его продолжительность относить к тому месяцу, на который пришлось большая часть продолжительности явления.

Климатической характеристикой непрерывной продолжительности служит ее повторяемость. Явления различной продолжительности разносятся по градациям продолжительности, и число случаев заданной продолжительности в каждой градации относится к общему числу случаев с данным явлением.

Перечисленные характеристики обычно вычисляют по таким явлениям, как туман, гроза, метель, град и пыльная буря. Гололедно-изморозевые явления следует рассматривать особо, так как они наблюдаются не только визуально, но и с помощью прибора, гололедного станка.

1.4.11

Гололедно-изморозевые отложения

Гололедно-изморозевые образования, к которым относятся сложные отложения (гололед, зернистая и кристаллическая изморозь, замерзший мокрый снег, осаждающийся на проводах), характеризуются как по данным визуальных, так и инструментальных наблюдений.

Число дней с обледенением, суммарные продолжительности нарастания отложения и обледенения в часах определяются визуально по наблюдениям за отложениями на гололедном станке так же, как аналогичные характеристики других атмосферных явлений (туман, метель и т. д.).

Получение характеристик распределения максимумов масс на гололедном станке заключается в следующем. Если массы отложений непосредственно не измерялись, а измерялись только размеры большого и малого диаметра отложения, то масса рассчитывается по формуле

$$P = 78(ac - d^2)\gamma, \quad (1.121)$$

где a и c – соответственно большой и малый диаметры отложения с

1

1. Методы климатологической обработки

1.4. Особенности обработки отдельных метеовеличин:

учетом диаметра провода станка; γ — плотность отложения.

Величина γ обычно принимается для гололеда равной 0,75, для сложного отложения и мокрого снега 0,2, для зернистой изморози 0,1, для кристаллической изморози 0,05 г/см³.

При определении размеров отложений возникают погрешности за счет осредненного значения плотности гололеда. Последняя зависит от физико-географических условий местности, и поэтому более правильно определять ее для каждого района. Кроме того, плотность отложения зависит от диаметра провода, троса или каната, на котором она образуется, а потому при оценке обледенения на проводах воздушных линий и на других объектах в значения плотности следует вводить поправки. В книге М. В. Завариной приведена номограмма для определения плотности при различных значениях $(ac - d^2)$.

Обычно вычисляют повторяемость различных значений годовых максимумов масс гололедно-изморозевых отложений, а также среднее квадратическое отклонение распределения годовых максимумов масс отложений, массы отложения, возможные один раз в 2, 5, 10, 15 лет. Максимальные значения массы гололеда, возможные один раз в заданное число лет, определяются путем статистической экстраполяции интегральной кривой распределения, так же как и максимальные скорости ветра, по годовым максимумам.

Интегральная кривая распределения годовых максимумов массы достаточно хорошо аппроксимируется формулой

$$F(x) = e^{-(x/\beta)^{-\alpha}}, \quad (1.122)$$

где $F(x)$ — интегральная повторяемость того, что масса гололеда на метр провода не превышает величину x ; α и β — параметры распределения; β близко к среднему значению годовых максимумов; α характеризует их рассеивание и обратно пропорционально $\sigma/\bar{x}$.

Большую опасность создает обледенение проводов при сильном ветре. Поэтому наряду с характеристиками собственно обледенения рассчитываются комплексные характеристики ветра и обледенения. Такими характеристиками служат:

- повторяемость направлений ветра (%) и штилей при максимальном отложении, образовавшемся за данный случай обледенения;
- повторяемость максимальной скорости ветра за период обледенения, при котором достигается максимальный размер отложения за год;

– повторяемость максимальной скорости ветра при обледенении за сезон.

1.4.12

Солнечная радиация и солнечное сияние

Ряды данных наблюдений за различными видами солнечной радиации имеют свои особенности, связанные со спецификой наблюдений. Прежде всего, наблюдения проводятся в сроки, отличные от сроков, установленных для наблюдения за другими метеорологическими величинами.

Измерения составляющих радиационного баланса производятся 6 раз в сутки: в 0 ч 30 мин, 6 ч 30 мин, 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин, 15 ч 30 мин, 18 ч 30 мин. Наблюдения в срок не позволяют получить достаточно надежные данные. Стоит в момент наблюдения небольшому облачку прикрыть солнце, как измеряемое значение прямой солнечной радиации резко изменится. По этой причине, а также исходя из практической необходимости получать суммарный приход солнечного тепла за некоторый отрезок времени (час, сутки, месяц), при климатологической обработке наряду с характеристиками интенсивности солнечной радиации (энергетической освещенности) рассчитывают характеристики сумм солнечной радиации за часовые интервалы, сутки, месяц.

Характеристики часовых сумм получают либо по данным самописцев (которые имеются примерно на 1/3 актинометрических станций), либо с использованием графиков суточного хода. Такие графики строятся по многолетним средним значениям радиации в сроки наблюдений. С графика для середины часового интервала снимаются значения интенсивности, и по этим данным определяются часовые и суточные суммы. Месячные суммы вычисляются как произведение суточного значения на число календарных дней месяца.

В климатических справочниках помещают обычно следующие климатические показатели:

- средняя интенсивность (энергетическая освещенность в кВт/м^2) прямой, рассеянной, суммарной радиации и радиационного баланса при ясном небе и при средних условиях облачности;

- средние суммы прямой солнечной радиации (МДж/м^2) на нормальную к лучу поверхность и на горизонтальную поверхность при ясном небе и средних условиях облачности;

- средние суммы суммарной солнечной радиации (МДж/м^2) на горизонтальную поверхность при ясном небе и средних условиях облачности;

- средние суммы рассеянной солнечной радиации (МДж/м^2) на

горизонтальную поверхность при средних условиях облачности;

- альbedo деятельной поверхности (%) при средних условиях облачности;

- средние суммы радиационного баланса деятельной поверхности (МДж/м^2) при средних условиях облачности;

Средние значения интенсивности солнечной радиации при ясном небе получают при следующих условиях: для рассеянной, суммарной радиации и радиационного баланса – общая облачность не более 2 баллов, солнечный диск и околосолнечная зона радиусом 5° свободны от облаков и следов облаков; для прямой радиации – независимо от облаков, но при диске солнца и околосолнечной зоне 5° , свободных от облаков и их следов.

Характеристики интенсивности солнечной радиации при средних условиях облачности получают путем непосредственного подсчета по данным наблюдений при любых условиях облачности и состоянии диска солнца.

Наряду со средними значениями характеристик солнечной радиации вычисляют также средние квадратические отклонения, коэффициенты асимметрии и корреляции суточных сумм радиации (в последнем научно-прикладном справочнике эти характеристики вычислены только для суммарной радиации).

Для прикладных целей рассчитывают климатические характеристики сумм солнечной радиации на вертикальные и наклонные поверхности. Изложение методики таких расчетов является предметом прикладной климатологии. Формулы и некоторые методы расчета этих характеристик можно найти в книге К. Я. Кондратьева, З. И. Пивоваровой, М. И. Федорова „Радиационный режим наклонных поверхностей”.

Климатологическими показателями солнечного сияния, регистрируемого гелиографом, служат:

- средняя общая продолжительность солнечного сияния (часы и %);
- средняя продолжительность сияния в день с солнцем;
- среднее месячное значение продолжительности солнечного сияния для каждого часового интервала;
- среднее число дней без солнца;
- среднее квадратическое отклонение продолжительности солнечного сияния.

Характеристики первого показателя вычисляются непосредствен-

ным подсчетом за весь период наблюдений. Относительная характеристика продолжительности солнечного сияния представляет собой отношение наблюдавшейся продолжительности к теоретически возможной, т. е. продолжительности сияния при безоблачном небе от восхода до захода. Для горных станций возможная продолжительность исправляется поправкой на закрытость горизонта.

Вычисление остальных характеристик не встречается, как правило, затруднений.

1.4.13

Комплексы метеорологических величин

О комплексном значении двух или более метеорологических величин можно говорить в том случае, если каждое синхронное наблюдение за этими величинами рассматривать как одно возможное состояние природной среды. Тогда совместная обработка этих метеорологических величин позволяет получить дополнительную информацию о климате среды по сравнению с суммой информации, получаемой при раздельной обработке каждой из этих величин в отдельности. Результаты совместной обработки метеорологических величин обычно служат основой для последующего получения многих комплексных специализированных климатических параметров. По этим причинам в последние годы большое внимание уделяется расчетам распределения основных метеорологических комплексов и различных комплексных характеристик. Распределения наиболее важных метеорологических комплексов, таких как температура воздуха – относительная влажность и температура воздуха – скорость ветра, помещены в новый климатический справочник. В некоторые зарубежные справочники включены распределения даже тройных комплексов (температура воздуха – влажность – ветер). Более трех метеорологических величин в комплекс при расчетах его многомерного распределения, как правило, не включают.

Препятствием к образованию многокомпонентных комплексов является громоздкость представляемых результатов и их недостаточная статистическая точность. Эти препятствия можно обойти, если не вычислять повторяемость сочетаний значений ряда метеорологических величин, а формировать сначала по заданной формуле некоторую комплексную характеристику. В прикладных целях часто используют, например, разнообразные „эффективные” или „эквивалентные” комплексные характеристики (эффективные температуры, эквивалентный ветер). В этом случае распределение комплексной характеристики является одномерным. Однако прямые вычисления и при подобном способе комплексирования не просты, так как для каждого случая

наблюдений приходится рассчитывать значение комплексной характеристики, что очень затрудняет ее обработку. Кроме того, каждая такая характеристика может быть использована для решения только одной конкретной задачи, в то время как многомерное распределение сочетаний метеорологических величин позволяет определить множество разных комплексных прикладных характеристик косвенным способом. Примеры косвенных расчетов будут приведены в следующем разделе.

В климатологической практике значения сочетаний двух или трех метеорологических величин принято сначала распределять по сравнительно узким градациям. Зачастую значения повторяемости сочетаний в тех или иных первоначальных градациях имеют недостаточную статистическую точность. Особенно часто малая точность данных наблюдается на концах распределений. Тем не менее на это идут, так как в дальнейшем при вычислении комплексных прикладных показателей чаще всего приходится обобщать несколько градаций в соответствии с требованиями конкретной прикладной задачи. Объединение, т. е. укрупнение градаций возможно в любой требуемой комбинации. При этом повышается точность повторяемости.

Рассмотрим два наиболее распространенных комплекса метеорологических величин.

Распределения комплексов температура – относительная влажность и температура – скорость ветра представлены в табл. 1.13 и 1.14. Числа таблиц являются двумерной повторяемостью сочетаний температуры и относительной влажности в указанных градациях (см. табл. 1.13), температуры и скорости ветра (см. табл. 1.14). Двумерная повторяемость рассчитывается по отношению к общему числу случаев пар наблюдений за указанными величинами.

Из двумерной повторяемости или числа случаев каждого сочетания величин можно получить условную повторяемость распределения одной величины при заданных значениях другой. Суммарное число случаев в одной из строчек или столбцов таблицы принимается за 100 %. Таблица при этом состоит из совокупности условных распределений. По каждому столбцу или строчке можно вычислять среднее значение, среднее квадратическое отклонение, квантили и другие характеристики, которые называются условными (условное среднее, условное среднее квадратическое отклонение, условная квантиль и т. д.).

Таблица 1.13

Повторяемость (%) сочетаний „срочных“ значений температуры воздуха и относительной влажности. Июль. Киев, ГМО

Температура воздуха, °C (от — до)	Относительная влажность, %										
	26— —30	31— —35	36— —40	41— —45	46— —50	51— —55	56— —60	...	86— —90	91— —95	96— —100
8,0—9,9										0,1	
10,0—11,9									0,5	0,6	0,1
12,0—13,9							0,1		1,4	1,8	1,5
14,0—15,9					0,0	0,1	0,3		2,1	3,3	2,8
16,0—17,9				0,1	0,2	0,3	0,9		2,7	3,1	1,7
18,0—19,9			0,1	0,3	0,4	1,1	1,5		1,6	1,6	0,3
26,0—27,9	0,2	0,1	0,3	0,8	0,8	0,8	0,5				
28,0—29,9	0,1	0,2	0,4	0,5	0,3	0,4	0,1				
30,0—31,9	0,0	0,2	0,4	0,2	0,1	0,1					
32,0—33,9	0,1	0,1									

Таблица 1.14

Повторяемость (%) сочетаний „срочных“ значений температуры воздуха и скорости ветра. Январь. Киев, ГМО

Температура °C (от — до)	Скорость ветра, м/с									
	0—1	2—3	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13	14—15	16—17	
—26,0—24,1	0,0	0,1								
—24,0—22,1	0,1	0,0	0,1	0,0						
—22,0—20,1	0,3	0,3	0,2	0,3	0,1					
—20,0—18,1	0,7	0,5	0,5	0,2	0,1					
—18,0—16,1	1,6	1,3	0,7	0,2	0,2	0,0				
—16,0—14,1	2,3	2,6	1,1	0,1	0,1					
—14,0—12,1	2,6	2,5	1,5	0,3	0,2	0,0	0,1		0,0	
—2,0—0,1	5,2	3,8	2,0	0,4	0,3	0,1	0,1	0,0		
0,0 1,9	5,7	5,4	2,4	0,5	0,3		0,0			
2,0 3,9	1,5	1,7	0,7	0,2	0,2					
4,0 5,9	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1					
6,0 7,9	0,0	0,0			0,0	0,1				
8,0 9,9						0,0				

В прикладных задачах иногда возникает необходимость в расчете условной повторяемости и других условных характеристик, но наиболее общим видом представления распределения комплексов метеорологических величин являются таблицы многомерной повторяемости. Такие таблицы и помещают обычно в климатические справочники.

В дальнейшем их часто превращают в таблицы интегральной повторяемости, суммируя значения повторяемости одновременно по строкам и столбцам таблицы.

1.5

Методы изучения изменений климата

1.5.1

Изменчивость климата

Изменчивость погоды часто противопоставляют устойчивости климата. Погода и климат обусловлены одними и теми же физическими факторами, но их вклад меняется в зависимости от масштаба времени. Такие факторы, как радиационный режим, в условиях неизменности свойств деятельной поверхности меняются из года в год сравнительно мало, так как приток радиации на верхнюю границу атмосферы в целом для земного шара практически постоянен. Однако тепловой баланс, складывающийся у земли и в атмосфере, довольно существенно зависит от газового и аэрозольного состава атмосферы (включая облачность). Изменчивость погоды в наибольшей степени обусловлена атмосферной и отчасти океанической циркуляцией. При рассмотрении же климата, даже локального, циркуляционные особенности, проявляющиеся за короткие промежутки времени, сглаживаются.

Еще более устойчив глобальный климат, если его характеризовать средними значениями метеорологических величин для всего земного шара. Давление воздуха, вообще, становится постоянным вследствие неизменности массы атмосферы. Колебания температуры меняют радиационный баланс на верхней границе атмосферы, что с точностью до постоянства притока тепла от солнца и от других источников ограничивает возможности колебаний этой величины. Влажность, определяемая соотношением процессов испарения и конденсации, тоже частично контролируется притоками тепла, и, например, у земли относительная влажность во времени даже устойчивее температуры.

Но как только мы перейдем к проявлению деятельности климатической системы, т. е. к конкретному распределению погоды, локальные ее аномалии становятся не только заметными, но и определяющими большую часть практических применений климатологии. Поэтому климатология изучает не только осредненные за несколько десятилетий значения метеорологических величин, как требуют международные постановления, чтобы исключить изменчивость

погоды, но и характеристики этой изменчивости (крайние значения, дисперсии, распределения метеорологических величин и их комплексов во времени и пространстве).

При этом создается парадоксальное положение. В умеренных и полярных широтах изменчивость настолько велика, что для получения устойчивых, нужных практике характеристик ее режима недостаточно не только нескольких десятилетий, но и значительно больших периодов времени, за которые заметно меняется уже сам климат. Так, чтобы получить в средних широтах температуру января с точностью, гарантирующей десятую долю градуса (хотя бы с 95 %-ной обеспеченностью), требуется несколько тысяч лет наблюдений; но независимо от того, что период инструментальных наблюдений, по крайней мере, в 10 раз короче, само среднее значение температуры за такое длительное время меняется в некоторых случаях на несколько градусов. Кроме того, ограничивать временные интервалы, за которые следует говорить о климате, несколькими десятилетиями вообще не вполне оправдано. Например, длительные понижения прозрачности после взрывных извержений вулканов проявляются в течение нескольких лет, они сказываются глобально на режиме температур, распределении полярных льдов, атмосферной циркуляции, а через нее и на облачности и осадках. Между тем эти явления уже выходят за рамки понятия погоды и являются явными возмущениями в поведении климатической системы. Исключать их как предмет изучения из задач климатологии нет основания. Но тогда тем более изучение изменчивости метеорологического режима в различных интервалах времени, начиная с погоды отдельных дней, внутри интервала времени, в течение которого климат считается постоянным, является одной из важнейших практических задач климатологии как в глобальном, так и в региональном разрезе. Для этого используется целый набор статистических характеристик этой изменчивости во времени и пространстве (средние и крайние, дисперсии, распределения, характеристики временной и пространственной структуры метеорологических величин и их комплексов).

1.5.2

Сложность применения статистических характеристик к изучению изменчивости климата

Применение статистических методов в климатологии может быть успешным лишь при учете специфических условий развития системы метеорологических наблюдений, а также временных и пространственных закономерностей формирования самого климата. На практике мы имеем нестандартность кривых распределения метеорологических

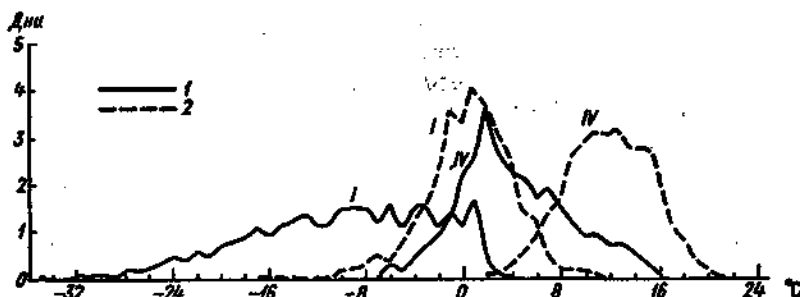


Рис. 1.25. Повторяемость средних суточных температур в январе и апреле 1881–1915 гг.
1 — Центр европейской части СССР, 2 — Закарпатье.

величин в пунктах или районах, отличающихся обычно от классических образцов, рассматриваемых в элементарных курсах.

1. Нестандартность возникает из-за ограниченности распределений физическими границами, свойственными данным величинам. Многие величины могут приобретать только положительные значения, и таким пределом становится 0. Если этот предел или близкие к нему значения наблюдаются достаточно часто, распределения приобретают положительную симметрию. Жесткого предела может и не быть, но то же нулевое значение в связи с затратой тепла на таяние ограничивает зимой в умеренных широтах при наличии снега значения температур существенно больше 0°C , или весной при таянии снега задерживает годовой ход температуры, создавая накопление температур, несколько больших 0°C (рис. 1.25). Есть и другие факторы, меняющие изменчивость температуры в какой-то части распределения. Например, зимой в Якутии, где в антициклоне выхолаживание создает почти предельно низкие температуры, а любая адвекция или даже только усиление ветра вызывает рост температур, мода оказывается близкой к минимальной температуре, а распределение приобретает положительную асимметрию (рис. 1.26). Наконец, некоторые распределения климатических величин ограничены с обоих концов (относительная влажность, облачность, число дней с явлениями за месяц и др.).

2. Нестандартность связана с особенностями метеорологического режима, неоднородными по условиям погоды (многовершинность распределения дневной относительной влажности из-за накопления ее

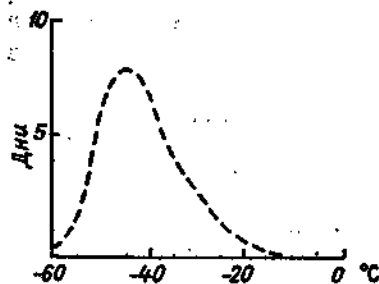


Рис. 1.26. Частота средних суточных температур на северо-востоке Азии. Япония.

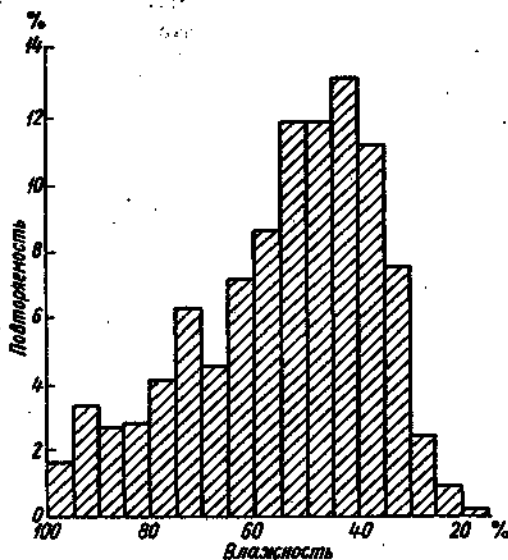


Рис. 1.27. Распределение относительной влажности за 13 ч. Свердловск. Июль.

значений, характерных для относительно ясной погоды, пасмурных дней и случаев выпадения осадков в срок наблюдений)(рис. 1.27). Двухвершинность распределений осадков имеет место в месяцы, когда чередуются годы с антициклоническим и циклоническим режимом. Искажает распределение и не исключенный при обработке годовой или суточный ход (внутри месяца или целого года) из-за различий в уровне значений в разные часы суток или разные сезоны.

3. Распределения усложняются связностью значений метеорологических величин во времени и пространстве. Например, значения тем-

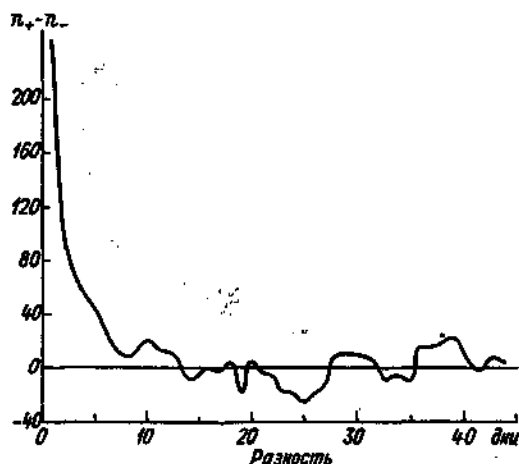


Рис. 1.28. Построение коррелограммы атмосферного давления. Полтава.

ператур (или давлений воздуха и т. п.) в соседние дни коррелированы с коэффициентами до 0,8, падающими с увеличением интервала времени приблизительно по схеме простой цепи Маркова. Сохраняются и связи того или другого знака, правда редко создающие коэффициенты корреляции выше 0,3–0,4 между значениями за разные годы (рис. 1.28).

Связность может приводить к очень разнообразным кривым распределения. В нестрогой форме это было получено еще Пирсоном, а в 1934 г. А. И. Колмогоров показал, что распределения величин в рядах или процессах со связями марковского типа еще значительно разнообразнее.

4. Разнообразие распределения метеорологических величин вызывается также использованием для нужд практики каких-либо функций от наблюдаемых величин. Например, уже асимметричное распределение скоростей ветра при его использовании для оценки мощности ветросиловых установок или метелевых переносов приходится преобразовывать, так как отдаваемая ветровым потоком энергия установки пропорциональна кубу скорости ветра, последнее распределение еще более асимметрично. Если же учесть, что ветроустановки при очень больших скоростях приходится выводить из-под ветра во избежание аварии, то распределение выработки энергии установкой яв-

ляется еще и усечением. Вообще, усеченные распределения в прикладных вопросах климатологии неизбежно появляются, когда необходимо отделить части распределения, где климат является полезным ресурсом, от части, где от него приходится защищаться. Так, весной „хорошую“ погоду в закрытом грунте необходимо максимально использовать для раннего выгона рассады овощей, но в условиях заморозков рассаду приходится утеплять. В таких случаях не всегда можно непосредственно использовать среднюю температуру за весь месяц, чтобы не получить анекдотического вывода типа водоема со средней глубиной 10 см, в котором тем не менее может утонуть корова.

Несоответствие фактических распределений нормальному, используемому в теории ошибок и в том числе для рядов корреляционно связанных величин, для которого выведено большинство формул как в самой математической статистике, так в метеорологии и гидрологии, иногда пытаются исправить теоретическим или эмпирическим преобразованием шкалы изменений переменного, приближающим это распределение к нормальному. Такой прием расширяет возможности применения статистической теории в стандартной форме, но пользоваться им следует достаточно осторожно, поскольку нормальное распределение при данной дисперсии имеет максимальную статистическую энтропию, т. е. содержит меньше всего информации, в том числе и о закономерностях формирования значений исследуемой величины, которую можно было бы извлечь из фактических особенностей конкретного распределения. С другой стороны, положение климатолога облегчается тем, что по теореме Ляпунова при определении средних из величин, характеризующихся любым распределением, в котором существуют математическое ожидание среднего и дисперсии, распределение средних приближается к нормальному. Первоначально эта теорема относилась к распределениям независимых величин, но в дальнейшем подвергалась ряду обобщений. В частности, соратник А. А. Фридмана Л. Келлер показал применимость этой теоремы к рядам с затухающими связями. Имеются некоторые основания считать, что в условиях постоянства климата это относится и к метеорологическим рядам.

Связи погоды соседних дней быстро затухают, постепенно должна затухать и связь между характеристиками отдельных лет. Справедливость этой теоремы для связей между наблюдениями в отдельные сроки можно проиллюстрировать, например, по данным облачности. Ее распределение в отдельные сроки резко отличается от нормального и имеет часто U-образный характер (рис. 1.29), где наиболее часто повторяются баллы 0 и 10. Но достаточно осреднить эти данные за каждый

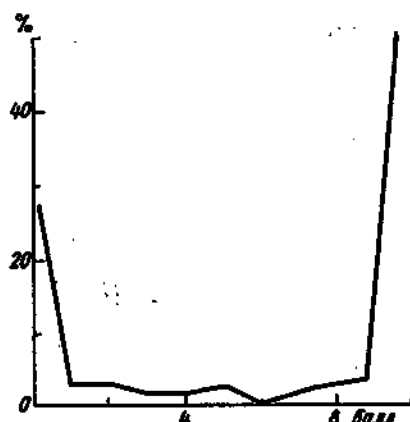


Рис. 1.29. Распределение количества облаков. Казань. Январь.

месяц, чтобы крайние возможные значения облачности практически исчезли бы в распределении, а наиболее частое значение средней облачности пришлось бы на промежуточные баллы. Поэтому применение теории ошибок к осредненным значениям метеорологических величин, используемых в климатологии, имеет основания, хотя к ним все же необходимо вводить поправки на связность.

Связность метеорологических величин влияет не только на форму распределения, но и существенно меняет точность осреднения. Существенная положительная корреляция между значениями метеорологических величин, как уже указывалось, в близкие сроки приводит к фактическому уменьшению независимых значений в ряду, что в конечном счете уменьшает точность осреднения. Опыт показал, что точность повторяемостей метеорологических величин по грациям, принятым на практике, уменьшается в 2–3 раза и более по сравнению с тем же числом в рядах независимых значений. Значительно реже, но все же встречаются случаи, когда фактические ошибки определения повторяемостей меньше ожидаемых для случайного ряда, что свидетельствует о возможности отрицательных связей между аномалиями климатических величин в близкие дни.

Хотя связи между средними месячными значениями климатических величин и слабы, все же их действие в ряде случаев существенно

сказывается на точность определения многолетних средних из них. Эту особенность проще всего выявить, суммируя отклонения последовательных лет от многолетней нормы. При отсутствии связности, обусловленной той или другой структурой ряда, средняя квадратическая накопленная аномалия ($\sigma_{\Sigma \Delta x}$) равна

$$\sigma_{\Sigma \Delta x} = \sigma_x \sqrt{n - n^2/N}, \quad (1.123)$$

где $\Delta x = x - \bar{x}_{(N)}$, $\bar{x}_{(N)}$ — среднее значение из N -летнего ряда; σ_x — среднее квадратическое отклонение в ряду x ; n — число последовательных членов ряда, по которому производится суммирование. Опыт показал, что фактические суммы могут оказываться как большими, так и меньшими, чем ожидаемые для случайного ряда, причем с учетом числа проведенных испытаний эти различия в ту или другую сторону достигают двух раз. Если повышения ошибок средних из относительно коротких (4-летних) рядов (сверхнормальная дисперсия), могут объясняться как долговременными естественными колебаниями, так и изменениями уровня ряда (т. е. свидетельствовать о наличии колебаний климата, или нарушениях однородности ряда из-за различных дефектов метеорологических наблюдений и стихийного воздействия местных, в том числе антропогенных факторов), то аномально малое накопление аномалий („пониормальная дисперсия“) в основном может вызываться только относительно кратковременными, но достаточно регулярными колебаниями климата, из-за чего накопление аномалий одного знака быстро компенсируется обратным процессом, так как многочисленные нарушения однородности ряда разных знаков, не замеченные при обработке, маловероятны (рис. 1.30).

Рассмотренный выше простейший способ определения коэффициентов дисперсий в рядах позволяет выявить некоторые особенности их временной структуры, которые, по-видимому, довольно успешно могут быть смоделированы марковскими процессами высоких порядков, хотя доказать физическое соответствие последних структуре ряда пока трудно. Применяя подобный прием к длиннорядным станциям, расположенным на больших территориях, последовательно по месяцам или другим частям года удастся установить как различия по территории, так и по сезонам, хотя для соседних месяцев в распределении особенностей временной структуры замечается некоторая преемственность.

Еще одним важным последствием временной связности является изменение уровня корреляции между одновременными значениями уровней рядов метеорологической величины относительно близко расположенных станций при их осреднении по группам последователь-

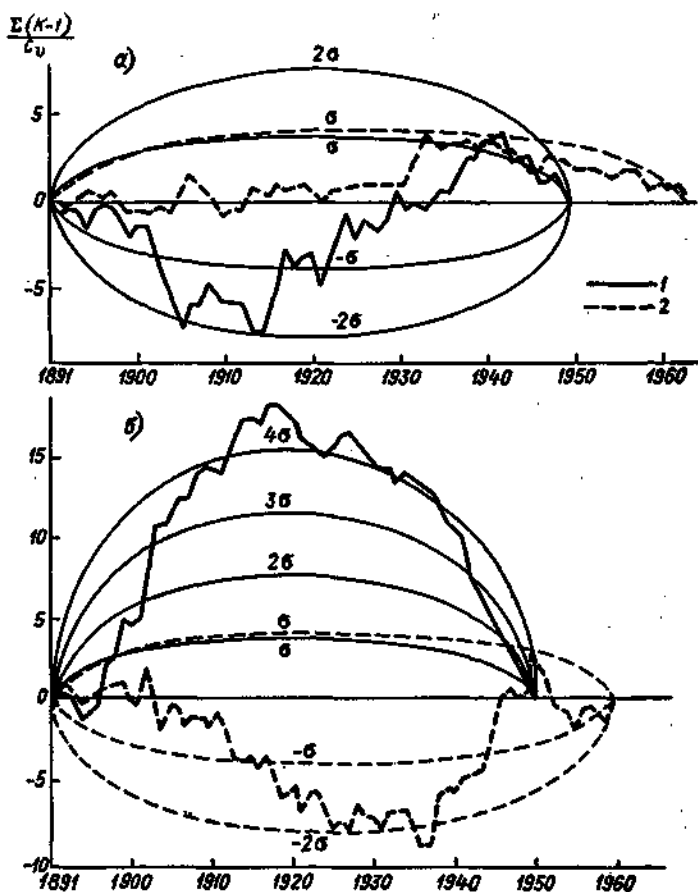


Рис. 1.38. Интегрально-разностные кривые модульных коэффициентов осадков за холодный (1) и теплый (2) периоды года.

а - Кнез, б - Омск. C_v - коэффициент вариации, K - модульное значение величины.

ных членов. Корреляция между средними по сравнению с исходными погодичными данными может как возрастать (если многолетний ход погоды и климата однотипен для значительного по площади района),

так и убывать (если этот ход для сравниваемых пунктов различен). Такие различия особенно часто возникают вблизи климатических границ, под влиянием местных ландшафтных особенностей или из-за изменений условий наблюдений, прямо или косвенно вызванных деятельностью человека. Приведем характерные примеры.

Связь между береговыми и континентальными станциями Кольского полуострова (по Яковлеву) будет больше при направлениях ветра, близких к меридиональному, когда и те и другие станции находятся в одном и том же потоке, и ослабевать при направлениях ветра вдоль берега (т. е. близком к зональному), так как на прибрежные станции приходит воздух с океана, а на континентальные — распространяющийся по суше через Скандинавию. Довольно часто изменяется характер связи между пунктами по количеству осадков по разные стороны горных систем, где в зависимости от направления ветра каждый склон становится то наветренным, то подветренным, но иногда подобное различие возникает между пунктами по одну сторону хребта: близкого к склону и удаленного от него.

О. А. Дроздовым проведен статистический эксперимент по сравнению корреляции количества осадков между станциями погодишно и средних 5-летних значений на равнине и вблизи гор на разных расстояниях (табл. 1.15). Установленные нарушения однородности из рядов были исключены.

Ряды осадков в теплое время года мало зависят от антропогенных факторов и приблизительно однородны. В холодное время года осадки, улавливаемые дождемером, зависели от ветра и поэтому сильно реагировали на условия защищенности станций. В то же время в холодное время года осадки во многих районах обнаруживают значительный вековой ход, который летом замечен лишь в субтропических и субполярных зонах. До расстояний 50 км в теплое время года коэффициенты корреляции, вычисленные из рядов за отдельные годы и осредненные по последовательным 5-летиям, изменяются несущественно, а в субтропической зоне возрастают. В холодное время года они в результате осреднения либо не меняются, либо возрастают. Исключение составляет пара московских станций, где дождемер сельскохозяйственной академии был сравнительно слабо защищен от ветра. Многолетний ход сильных ветров исказил ход наблюдаемых осадков, а тем самым уменьшил их корреляцию с осадками на ст. Москва, межевой институт, где дождемер был достаточно защищен от действия ветра.

Для больших расстояний коэффициенты корреляции в оба периода в результате перехода к средним либо меняются несущественно, либо

Таблица 1.15

Коэффициенты корреляции между количеством осадков
на соседних станциях, вычисленных по годам и пятилетиям

Станции	Используй- ваемый период, годы	Рас- стоя- ние, км	Коэффициент корреляции			
			апрель—октябрь		ноябрь—март	
			по годам	по 5-ле- тиям	по годам	по 5-ле- тиям
Ташкент, обсерватория — Ташкент, обл. станция	1905—1932	2	0,82	0,95	0,87	0,88
Тбилиси, обсерватория — Тбилиси, Ботан. сад	1900—1935	4	0,88	0,95	0,96	0,94
Одесса, обсерватория — Одесса, университет	1891—1935	5	0,89	0,90	0,78	0,77
Москва, с.-х. академия — Москва, межевой ин-т	1880—1935	11	0,89	0,90	0,75	0,68
Дергачи — Харьков, обсерватория	1877—1929	12	0,75	0,77	0,82	0,89
Энгельгардтовская обсер- ватория — Казань, уни- верситет	1901—1933	19	0,80	0,75	0,79	0,86
Ленинград, лесной — Павловск	1891—1935	35	0,79	0,84	0,73	0,72
Ленинград, лесной — Ропша	1891—1935	45	0,82	0,88	—	—
Валдай — Вышний Волочек	1887—1935	78	0,47	0,29	—	—
Харьков — Полтава	1891—1935	132	0,58	0,54	—	—
Казань — Елабуга	1881—1935	180	0,76	0,64	0,81	0,82
Джизак — Ташкент	1891—1935	180	0,56	0,06	0,35	0,06
Новосибирск — Томск	1896	210	0,78	0,80	—	—

убывают (в теплое время года между данными Валдая и Вышнего Волочка, Харьковом и Полтавой, Казанью и Елабугой, между данными Ташкента и Джизака, расположенных неодинаково относительно гор, корреляция между 5-летними суммами осадков почти исчезает).

Приведенные материалы показывают, что использовать связи между ходами метеорологических величин пунктов, расположенных в разных географических и иногда узкоместных условиях, следует с большой осторожностью, а при использовании метода регрессий, следует учитывать, что корреляция между средними может существенно отличаться от корреляции между погодными условиями.

1.5.3

Восстановление однородности рядов метеорологических величин

Поскольку причины, нарушающих однородность рядов метеорологических величин, много и уберечься от них как из-за антропогенного изменения условий местности, окружающих станцию, так и изменений (даже прогрессивных) в методике наблюдений очень трудно, то для целей исследования изменений климата (мониторинга климата) особенно важно тщательно проверить однородность используемых рядов, внося в случае необходимости и возможности в них соответствующие поправки.

Для обнаружения нарушения однородности и по возможности его устранения необходимо максимально уменьшать вклад естественной изменчивости ряда по сравнению с изменениями уровня ряда, вносимыми фактором, нарушающим однородность. Для этой цели используются или суммирование (осреднение) соседних членов ряда, уменьшающее его относительную изменчивость, или достаточно тесные связи с однородными рядами соседних станций. Изменение хода зависимости будет свидетельствовать об изменении режима на одной из станций. Если причина окажется в нарушении однородности, то это можно учесть и по возможности исключить.

Количественно это удастся обычно лишь в случаях, когда нарушение однородности возникает скачком. Постепенные же нарушения уровня хотя и выявляются, когда накопится довольно большая разница уровней, но изменение уровня от года к году точно определить не удастся, и его приходится находить линейной интерполяцией между начальным и конечным значениями. Надежность результата при определении нарушения уровня ряда по сдвигу линии зависимости между данными соседних станций, помимо требования достаточной тесноты связи, будет существенно зависеть от длительности периода, за который удастся провести сравнение. Нередко получить достоверно размер сдвига и реальность самого сдвига не удастся, что не исключает ошибочного введения поправок. Для исключения возможных ошибок в интерпретации нужно использовать материалы по истории станций или природных объектов, используемых для анализа колебаний климата. Это, кроме того, дает возможность либо восстанавливать исследуемый ряд, либо использовать оба участка ряда независимо, либо вообще отбросить один участок ряда. При малых размерах скачков и ненадежности поправок можно соединять два участка ряда, игнорируя их неоднородность. Практически в рядах всегда имеются неисключенные нарушения однородности. Они приводят к изменению хода ряда и несколько меняют зависимости между рядами близких станций.

Л. П. Наумова разработала метод статистического определения

нарушения уровня (или изменчивости) ряда, выявляемого с определенной степенью вероятности. Обнаружилось много нарушений хода в разностях температур соседних станций, причины которых остались невыясненными. Таким образом, исходные материалы для исследования статистической структуры рядов, несмотря на все старания, содержат ряд погрешностей, затрудняющих исследования, а иногда приводящих к выводам о бесполезности чрезмерного удлинения рядов для получения климатических „норм“. Приведем характерный пример, относящийся к температуре почвы на, казалось бы, образцовых станциях Ленинград, ГГО и Павловск. М. С. Перунова заметила, что хотя за короткие периоды разности между ними устойчивы, их нельзя экстраполировать на весь длительный период и использовать для восстановления многолетних норм по короткому периоду наблюдений.

Источников расхождений хода температур почвы в данном примере могло быть несколько.

Существуют многолетние изменения деятельной поверхности почвы в месте установления термометров, не замечаемые наблюдателем. Зимой это различие в залегании снега. Важны изменения защищенности места. В Ленинграде это связано с постепенной застройкой окружающей Обсерваторию территории, в Павловске – с вырубкой леса к югу от площадки при строительстве актинометрического павильона в 1928 г. Летом в зависимости от постепенной смены растительности и уплотнения почвы менялись и условия нагревания почвы. Неодинаковым в обоих пунктах было залегание грунтовых вод. В Павловске, вблизи площадки их глубина в 1930-х гг. была около 1 м, в Ленинграде, где участок дренировался близкопротекавшей Невой, – более 2 м. Однако в Павловске грунтовые воды должны были менять свой уровень в зависимости от многолетнего хода увлажнения, а соответственно менялись зависящие от влажности теплоемкость и теплопроводность почвы. Естественно, несмотря на небольшое расстояние между сравниваемыми пунктами (30 км) и сходство климата, вековые ходы температуры почвы могли настолько различаться, что экстраполировать среднюю разность между ними по малому числу сравниваемых лет становилось невозможным.

Изменения деятельной поверхности на обширных территориях, не всегда даже фиксируемые, могут сказываться и на других элементах климата. Часть из них может вызываться различными естественными процессами. Л. П. Наумовой нарушения стационарности уровня выяв-

лялись в рядах температуры и осадков с различной степенью вероятности их реальности. Значительная их часть вызвана нарушением однородности условий наблюдений, которые не удалось надежно выявить и устранить, часть же, возможно, относится к естественной структуре рядов метеорологических величин.

Если исключить нарушения однородности только для целей получения „норм“ за один выбранный период, пренебречь влиянием связности (для месячных средних температур и осадков это в ряде случаев возможно) и учесть, что убывание изменчивости средних с увеличением периода осреднения в первом приближении пропорционально корню из длины периода, то можно получить критерии для условий, когда стоит удлинять ряды путем восстановления однородности, а когда следует просто отбросить часть ряда, неоднородную с другой. Восстановление однородности предполагалось производить известными в климатологии методами разностей или отношений, которые в большинстве случаев соответствуют естественной структуре метеорологического режима, и за счет этого для коротких рядов практически точнее оказываются уравнения регрессии, в которых приходится из ограниченного ряда определять два параметра.

Рассмотрим два типичных случая:

1) при скачкообразном изменении уровня ряда удалось провести несколько (m) лет параллельных наблюдений в обоих рядах, имеющих длительности наблюдений n и $N-n$ лет. Коэффициенты корреляции между двумя участками ряда равны 2;

2) при отсутствии параллельных наблюдений поправки для перехода от одной установки к другой пришлось вводить через параллельные наблюдения обоих участков ряда с третьей близлежащей станцией, имеющей m_1 и m_2 общих наблюдений (коэффициенты корреляции сравниваемых участков ряда с третьей станцией соответственно равны r_1 и r_2). Вывод этих формул дается в курсе методов климатологической обработки. Искомые критерии соответственно будут:

$$r > 1 - \frac{Nm}{n(N-n+m)},$$

$$r = 1 - \frac{N}{n \left(\frac{N-n}{m_2} + \frac{N-n}{m_1} \right)}.$$

Легко видеть, что при малых m , m_1 и m_2 восстанавливать однородность имеет смысл только при очень высоких коэффициентах корреляции. В первом случае при $n = 0,5N$ и $m = 0,1N$ получаем $r > 0,83$. Если

$N = 50$, $m = 1$ и $n = 25$, то $r > 0,96$. Таким образом, 1 год параллельных наблюдений еще дает некоторый выигрыш от продления ряда по температуре, где $r \approx 0,99$, и непригоден для осадков ($r \approx 0,95$).

При восстановлении однородности через третью станцию при аналогичных условиях $n = 0,5N$, $m_1 = m_2 = 0,1N$ в первом случае и $N = 50$, $m_1 = m_2 = 1$ во втором получаем соответственно $r > 0,90$ и $r > 0,98$. Таким образом, восстановление однородности в рядах оправдано лишь при больших коэффициентах корреляции между сравниваемыми пунктами (что очевидно) и при длительных периодах для сравнения (что нередко забывается). Без этого использовать ряды для оценки многолетнего хода климата невозможно.

При исследовании колебаний климата тем не менее приходится использовать связи метеорологического режима с косвенными индикаторами (приросты древесины, количество полярных льдов, сведения о распространении в прошлом тех или других растений и многое другое). Эти связи отнюдь не всегда тесные, но их целесообразно использовать, если m для сравнения достаточно велико, а $n \ll N$. Восстановление ряда методом разностей допустимо при $r > 0,5$, а методом регрессии — и при более низких корреляциях, если можно ручаться за ее реальность.

1.5.4

Временная структура метеорологических рядов

Между значениями метеорологических величин ото дня ко дню часто замечается значительная корреляция, постепенно затухающая в течение 10–15 дней. Затухание происходит приблизительно по закону простой цепи Маркова, когда

$$r_k = r_1^k,$$

где r_1 — коэффициент корреляции между данными соседних дней и k — интервал времени между коррелируемыми данными в днях. Корреляция по мере роста k стремится к нулю, но не переходит через него. Ряд, подчиняющийся этому закону, совершает неправильные колебания, положительные и отрицательные отклонения от многолетней нормы чередуются. Однако если бы в рядах были только эти колебания, то в месячных величинах существенных отличий в случайном бессвязном ряду почти не наблюдалось бы, и эти колебания выражались бы так называемым белым шумом. В действительности в рядах погодных данных за месяцы отдельных лет или последовательно месяц за

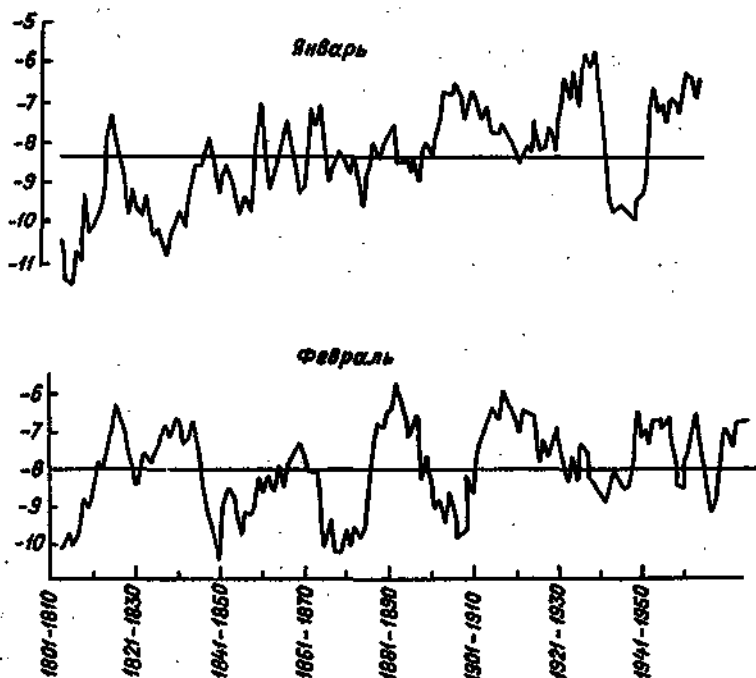


Рис. 1.31. Скользящие 10-летние средние температуры. Ленинград. 1801—1960 гг.

месяцем часто остаются довольно существенные колебания, отличные от случайных, в том числе и влияющих на точность средних, как мы видели на рис. 1.30. Если остаются колебания неправильные, но в среднем более длительные, чем случайные, их называют красным шумом. В технических указаниях ВМО красный шум интерпретируется как простая цепь Маркова между членами климатологического ряда. Однако часто ни амплитуда колебаний, ни переход корреляции через нуль для некоторых значений k не соответствует такой модели, а исследование спектра колебаний обнаруживает тенденцию группироваться в „шум” вблизи определенных частот, что приближает колебания к периодическим (циклы или ритмы). При этом r_1 может оказаться даже нулем или отрицательным. Точность многолетних средних, если колебания длительные, как правило, получается пониженной.

В тех случаях когда точность многолетних средних, наоборот, повышена (рис. 1.31), это указывает или на очень короткие колебания

(квазидвухлетний цикл), или на большую регулярность смены знака отклонений от нормы при более длительных периодах колебаний, причем τ_1 тоже не всегда бывает отрицательным, т. е. компенсация отклонений от нормы не всегда близка к получаемой для марковской цепи. Если проверять временную структуру рядов не для единичных случаев, когда такой результат можно еще объяснить случайностью из-за недостаточной длительности периода наблюдений, а на массовом материале, то модель в форме простой цепи Маркова обнаруживает свою несостоятельность. Кроме того, в рядах обнаруживается нестационарность по спектру. Те или другие составляющие спектров то увеличивают свой вклад в общую дисперсию, то уменьшают, а то и вовсе пропадают (на время или навсегда), распадаются на более короткие или соединяются в более длительные (часто отличающиеся приблизительно в 2 раза). Трудно объяснить, почему спектр колебаний, например, температуры неодинаков для разных месяцев года и сильно различается даже в соседние месяцы, такие как январь и февраль (см. рис. 1.31). Напрашивается вывод о существовании каких-то довольно регулярных колебаний климатической системы, которая сохраняет память о структуре колебаний в отдельные месяцы, разделенные годовым циклом. При этом структура неодинакова по территории, по сезонам и даже в различные интервалы времени. Наиболее велика роль циклических составляющих в высоких широтах северного полушария, где колебания к тому же длительны, наименее — в субтропических. Их вклад вновь возрастает во внутритропической зоне, где они относительно коротки. Эту структуру приходится изучать эмпирически, а понятие о возможных методах подхода дается в следующих параграфах.

Если считать, что по мере увеличения интервала времени между наблюдаемыми величинами связи все же затухают, то структура колебаний временной структуры должна быть близкой к марковской, только нужно учитывать корреляцию как с предыдущим числом, так и с n предыдущими (марковский процесс n -го порядка). Такая модель позволяет, как это показала Наумова, сколь угодно точно воспроизводить колебания на данном отрезке ряда. Пока из-за недостаточной длительности периодов наблюдений и просто отсутствия исследований еще нельзя утверждать, что колебания метеорологических величин полностью определяются этой моделью, но ее применение может быть достаточно плодотворным при разработке рациональной системы

формул для оценки различных характеристик метеорологических рядов.

1.5.5

О временном осреднении метеорологических рядов, содержащих периодические составляющие

Из сказанного выше следует, что сложная статистическая структура временных рядов является одной из причин неоднозначности выводов о характере изменений в климатической системе. Действительно, интерпретация таких изменений выполняется, как правило, на основе анализа статистических характеристик временных рядов, полученных путем осреднения. Несмотря на то что вопрос о выборе оптимальных формул и периодов осреднения обсуждается в научной литературе достаточно длительное время, четко установленных критериев, которыми следует при этом руководствоваться, не существует. Ясно, однако, что выбор тех или иных критериев оптимальности должен быть выполнен на основе детального изучения статистической структуры анализируемых рядов.

Один из способов выбора оптимального периода осреднения рядов, содержащих периодические составляющие, был предложен Е. П. Борисенковым и состоит в следующем.

Пусть мы имеем временной ряд некоторой метеорологической величины x , измеренной через промежуток времени Δt ($x_1, x_2, \dots, x_i, x_{i+1}, \dots, x_{i+n}$), где i — порядковый номер измерения, n — число измерений. Средняя величина $\bar{x}$ за период $T_k = n\Delta t$ будет

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i.$$

Предположим также, что нам известна истинная средняя величина x или ее математическое ожидание, которое мы обозначим через $\bar{X}$. Пусть $\bar{X}$ определено на достаточно длительном интервале времени T с N измерениями, при этом

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i.$$

Возникает вопрос, возможно ли, а если возможно, то каким образом подобрать на временной шкале длиной T такой период $T_k = n\Delta t$ ($T_k \ll T$), чтобы $\bar{x} \rightarrow \bar{X}$, т. е. средняя величина x , определенная по любому короткому интервалу времени, характеризовала бы истинное среднее значение величины x , которое мы обычно называем нормой? Реализация такой возможности означает, что в этом случае

скользящая средняя величина $\bar{X} = \bar{x}(t)$ не должна иметь никаких периодических составляющих и должна сколь угодно близко соответствовать $\bar{X}$.

Пусть $X(t) = \bar{X} + x'(t)$, где $x'(t)$ — некоторая периодическая функция времени. Для простоты положим, что

$$X(t) = \bar{X} + a \sin\left(\frac{2\pi}{p}t + \varphi\right), \quad (1.124)$$

где p — период волны, a — амплитуда, φ — фаза колебаний.

Тогда за любой промежуток времени $T_k = n\Delta t$ внутри интервала T среднее значение x , обозначенное нами через $\bar{x} = \bar{x}(t)$, будет

$$\bar{x} = \bar{x}(t) = \bar{X} + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n\Delta t} a \sin\left(\frac{2\pi}{p}t + \varphi\right). \quad (1.125)$$

Заменяя в выражении (1.125) сумму интегралом и выполняя интегрирование, получим

$$\bar{x}(t) = \bar{X} + \frac{a}{\pi T_k/p} \sin \frac{\pi T_k}{p} \sin\left(\frac{2\pi}{p}t + \frac{\pi T_k}{p} + \varphi\right). \quad (1.126)$$

Введя новую переменную $\tau = t + T_k/2$, запишем формулы (1.124) и (1.126) в виде

$$X(t) = \bar{X} + a \sin\left(\frac{2\pi}{p}\tau + \varphi_0\right), \quad (1.127)$$

$$\bar{x}(t) = \bar{x}(\tau) = \bar{X} + a_m \sin\left(\frac{2\pi}{p}\tau + \varphi\right), \quad (1.128)$$

$$\text{где } \varphi_0 = \varphi - 2\pi \frac{T_k}{p}, \quad a_m = \frac{a}{\pi T_k/p} \sin \frac{\pi T_k}{p}. \quad (1.129)$$

Из сопоставления (1.127) и (1.128) видно, что скользящая средняя будет периодической функцией времени с тем же периодом колебаний, который имеет исходная выборка, но она будет отличаться амплитудой и фазой.

Из формул (1.126)–(1.128) следует, что $\bar{x}(t)$ стремится к $\bar{X}$ в двух случаях:

- 1) $T_k/p \rightarrow \infty$ — этот случай практически не реализуем,
- 2) $T_k/p = 1, 2, \dots, l$ — где l — целое число.

Таким образом, если известен период возмущения p , период осреднения T_k должен быть ему кратен.

Для общего случая разложения $x(t)$ в ряд Фурье можно записать

$$x(t) = \bar{X} + \sum_{m=1}^M (a_m \sin mt + b_m \cos mt),$$

где $m = 1, 2, \dots, M$ — волновые числа. В этом случае период T_k следует подбирать таким образом, чтобы он был кратен периодам возмущений p , коэффициенты Фурье должны иметь минимальные значения. Метод осреднения, основанный на анализе периодов колебаний различных возмущений, в дальнейшем будем называть методом кратных гармоник.

Вполне естественно, что в реальных выборках встречаются комбинации гармоник, сочетание которых не позволяет подобрать оптимальный период осреднения, не выходя за рамки доступного для анализа периода наблюдения величины x . Однако в любом случае оптимальный период осреднения существует и его использование позволит свести до минимума „тренд” нормы, с которым обычно приходится сталкиваться в климатологии. Так, например, если в исходном ряде $x(t)$ мы имеем периодичности 3, 5 и 20 лет, то оптимальный период осреднения должен бы быть 60 лет. Однако в практических целях можно воспользоваться периодом осреднения 20 лет. Тогда полностью исключаются гармоники с периодом 5 и 20 лет, а вклад высокочастотной гармоники с периодом 3 года будет сведен до минимума, поскольку этот период почти кратен 20-летнему периоду. В этом случае 30-летний период осреднения оказывается менее предпочтительным, чем 20-летний.

Проиллюстрируем применимость метода кратных гармоник на некоторых модельных рядах и реальных рядах наблюдений.

На рис. 1.32 приведен график функции $x(t)$ за 200-летний период наблюдений с интервалом $\Delta t = 1$ год, имеющий четыре гармоники с периодом 90, 60, 22 и 11 лет без сдвигов по фазе. Этот ряд описывается следующей зависимостью:

$$x(t) = 15 + \sin \frac{2\pi}{90} t + 0,5 \sin \frac{2\pi}{60} t + 1,5 \sin \frac{2\pi}{22} t + 2 \sin \frac{2\pi}{11} t. \quad (1.130)$$

Если воспользоваться формально методом кратных гармоник, то для того чтобы на любом интервале времени $x(t) = X = 15$, нужно принять период осреднения $T_k = 1980$ лет. В этом случае

$$l = \frac{1980}{90} = 22, \quad m = \frac{1980}{60} = 33,$$

$$k = \frac{1980}{22} = 90, \quad p = \frac{1980}{11} = 180,$$

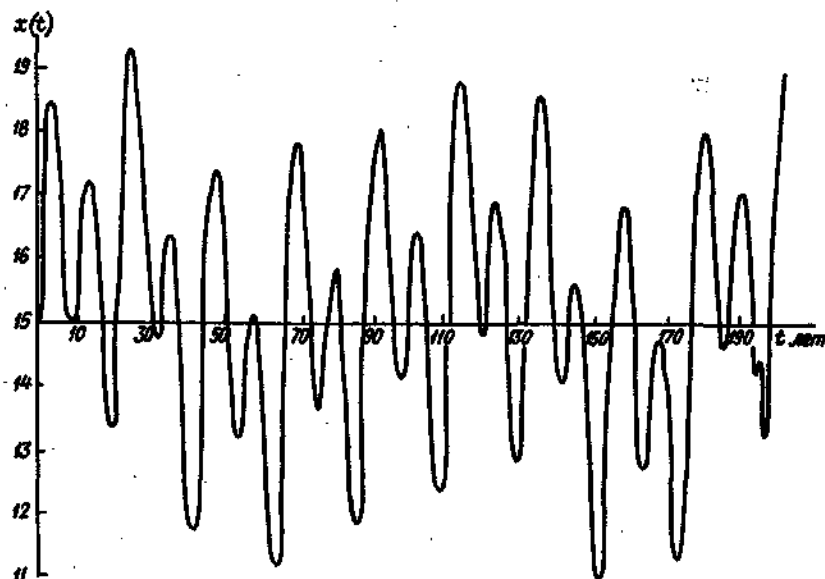


Рис. 1.32. График модальной функции.

$\sin 6\pi = \sin 4\pi = \sin 2\pi = \sin 0 = 0$, откуда $a_{m_1} = a_{m_2} = a_{m_3} = a_{m_4} = 0$; $\bar{X} = 15$. Однако удовлетворить такому условию мы не можем, поскольку длина выборки соответствует 200 годам. К тому же, если бы мы и располагали рядом длиной в 1980 лет, в нем наверняка появились бы другие долгопериодные компоненты.

Нетрудно заметить, что период 88 лет близко соответствует периоду 90 лет, кратен 11 и 22 годам. В этом случае, положив период осреднения $T_k = 90$ лет, получим

$$\begin{aligned} \bar{X}(\tau) = & 15 + a_{m_1} \sin \frac{2\pi}{90} \tau + a_{m_2} \sin \frac{2\pi}{60} \tau + a_{m_3} \sin \frac{2\pi}{22} \tau + \\ & + a_{m_4} \sin \frac{2\pi}{11} \tau, \text{ здесь } \tau = t + 45. \end{aligned} \quad (1.131)$$

Пользуясь (1.129), найдем, что

$$a_{m_1} = 0, \quad a_{m_2} = -0,106, \quad a_{m_3} = 0,032, \quad a_{m_4} = 0,042.$$

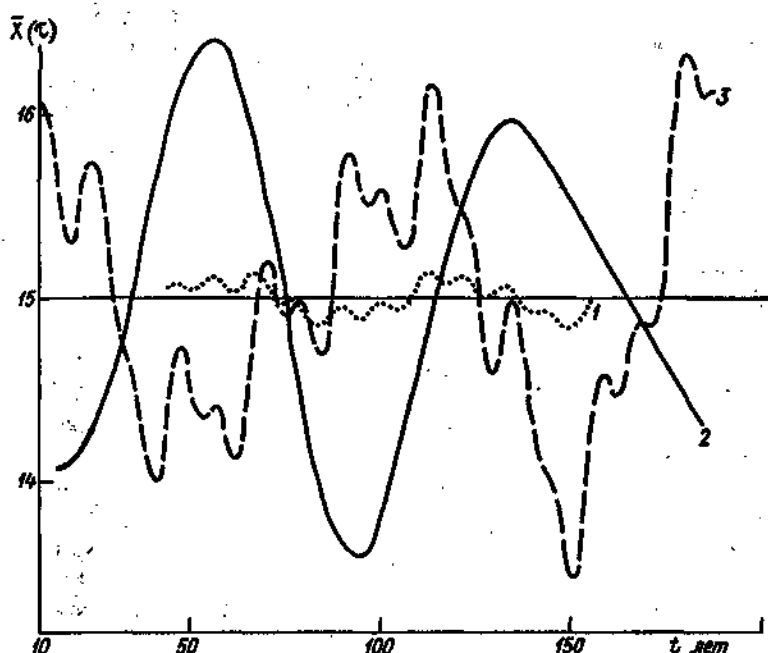


Рис. 1.33. Скользящие средние модельного ряда, определенные при различных периодах осреднения.

1) $T_k = 60$ лет; 2) $T_k = 30$ лет; 3) $T_k = 22$ года.

С учетом этого аналитическое выражение для скользящей средней запишется так

$$X(\tau) = 15 - 0,106 \sin \frac{2\pi}{60} \tau + 0,03 \sin \frac{2\pi}{22} \tau + 0,04 \sin \frac{2\pi}{11} \tau. \quad (1.132)$$

Мы видим, что максимальный вклад в изменение скользящей средней величины (тренд нормы) дает не исключенная нами гармоника с 60-летним периодом. Однако ее вклад по амплитуде не может превышать величины порядка 0,1. Вклад же 22- и 11-летней гармоник будет пренебрежимо мал.

На рис. 1.33 изображены скользящие средние, определяемые по разным периодам осреднения.

Представим, что определение было проведено с 30-летним периодом, который рекомендуется в климатологии ($T_k = 30$ лет). В этом

1

1. Методы климатологической обработки

1.5. Методы изучения изменений климата

случае на основе (1.130) с учетом (1.128) найдем $a_{m_1} = 0,83$, $a_{m_2} = 0,32$, $a_{m_3} = -0,32$, $a_{m_4} = 0,18$. Тогда в соответствии с (1.131)

$$\begin{aligned}\bar{X}(\tau) = & 15 + 0,83 \sin \frac{2\pi}{90} \tau + 0,32 \sin \frac{2\pi}{60} \tau - 0,32 \sin \frac{2\pi}{22} \tau + \\ & + 0,18 \sin \frac{2\pi}{11} \tau.\end{aligned}\quad (1.133)$$

Здесь $\tau = t + 15$.

Мы видим, что при таком периоде осреднения тренд нормы по амплитуде может достигать $1,2^\circ$, что на порядок больше, чем при $T_k = 60$ лет.

При наличии данного спектра возмущений, а выбранный спектр реально присутствует во многих рядах метеорологических величин, период осреднения 30 лет не оптимален и приводит к заметному тренду нормы. Это уже существенно отразится и на аномалиях величин x . Для отдельных периодов тренд нормы может достигать значений $\pm 1^\circ$.

Такого или примерно такого же результата можно добиться, если использовать осреднение с меньшим периодом ($T_k = 22$ года), так как в этом случае полностью исключаются высокочастотные гармоники с периодом 22 и 11 лет. При $T_k = 22$ года ($\tau = t + 11$)

$$\bar{x}(\tau) = 15 - 0,406 \sin \frac{2\pi}{90} \tau + 0,39 \sin \frac{2\pi}{60} \tau.\quad (1.134)$$

Соответствующий график скользящей средней также приведен на рис. 1.33.

Как видно из этого рисунка, здесь присутствуют только долгопериодные компоненты, которые в том случае, если они известны, могут быть учтены, так как для любого момента времени $t = \tau - T_k/2$:

$$\bar{X} = 15 = \bar{X}(\tau) + 1,06 \sin \frac{2\pi}{90} \tau - 0,39 \sin \frac{2\pi}{60} \tau.\quad (1.135)$$

При необходимости такой метод может быть рекомендован для приведения коротких норм к длинным.

Данный анализ имеет прежде всего научно-прикладное значение. Из него следует, что произвольное сглаживание временных рядов путем использования скользящего среднего может приводить к появлению в некоторых случаях значительного тренда норм. В то же время

(от ее флуктуации) учет возмущений в имеющихся рядах метеорологических величин, измеренных на реперных климатических станциях, позволяет либо исключить, либо уменьшить этот период тренда нормы. Без такого предварительного анализа произвольно сглаженные временные ряды могут не иметь ясного физического смысла и не поддаются физической интерпретации скользящих средних метеорологических величин.

1.5.6

Пространственная структура метеорологических величин

Перейдем к характеристике пространственной структуры метеорологических величин. Из допущения изотропности турбулентности Д. Н. Колмогоровым и А. М. Обуховым показано, что дисперсия разностей величин в двух точках должна возрастать с расстоянием, пропорциональным расстоянию в степени $2/3$. Этот закон хорошо оправдывается для точек, расположенных на одной и той же высоте над землей до расстояний около 10 км. Для больших расстояний показатель степени стремится к 1 и даже несколько превышает ее. М. И. Юдин пытался обосновать этот закон, исходя из анизотропии распределения значений метеорологических величин по вертикали и горизонтали. Однако закон „единицы“ получается только в предположении пропорциональности масштабов во всех измерениях. Тем не менее он хорошо оправдывается до расстояний в несколько сотен километров. Для больших расстояний рост замедляется, корреляция между рядами, расположенными в этих пунктах, становится меньше 0 (но обычно не очень значительной) и потому положительной в соответствии с распределением фаз колебаний на круглой Земле. Например, в многолетнем ходе колебания количества осадков в субтропической и субарктической зонах имеют преимущественно положительную корреляцию, а в субтропической и умеренной зонах — отрицательную корреляцию. Очень редко совпадают засухи на Украине и в Казахстане и т. п.

Вместе с тем разности средних месячных значений температуры, атмосферного давления (у земли) и некоторых других величин (рис. 1.34, 1.35) в зависимости от расстояния растут приблизительно линейно, не обнаруживая замедления роста, которого следовало бы ожидать по закону Юдина; на больших расстояниях этот рост естественно затухает, как и в предыдущем случае. В целом же на земном шаре всегда имеют место области как положительных, так и отрицательных аномалий, в значительной мере (хотя и не полностью, кроме атмосферного давления) компенсирующих друг друга.

Более быстрый рост разностей метеорологических величин с расстоянием, чем это следовало бы ожидать по закону Юдина, видимо,

1

1. Методы климатологической обработки

1.5. Методы изучения изменений климата

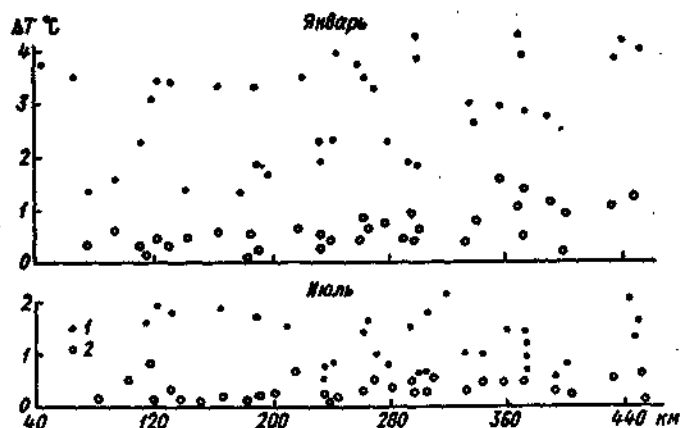


Рис. 1.34. Изменчивость средних месячных температур (1) и разностей температур (2) станций на различных расстояниях.

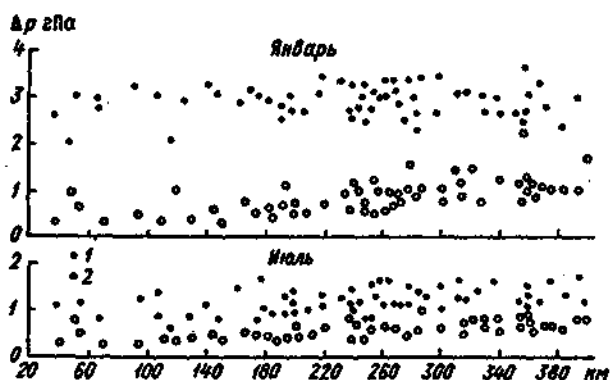


Рис. 1.35. Изменчивость средних месячных значений давления (1) и разностей давления (2) станций на различных расстояниях.

объясняется тем, что кроме вихревых составляющих метеорологических полей, учитываемых вышеуказанными законами, в формировании полей участвуют и волновые процессы, для которых дисперсия при малых расстояниях должна расти по закону, близкому к 2.

Что касается больших расстояний, то корреляции обоого знака (например, по температуре) распространяются на значительные районы земного шара, причем их форма меняется по сезонам из-за особенностей атмосферной циркуляции.

1.6

Методы обобщения климатологической информации

1.6.1

Методы пространственного осреднения метеорологических полей

При решении многих климатологических задач приходится иметь дело с различными методами и приемами пространственного осреднения. Например, при решении задач региональной климатологии, результаты которых используются в сельскохозяйственном производстве необходимо иметь сведения о средних по площади значениях теплового баланса, температуры, количества осадков высоты снежного покрова и т. д. Такие данные используются также для исследования климата в различных географических регионах.

Вопросы пространственного осреднения метеорологических полей становятся особенно актуальными в связи с внедрением в практику дистанционных методов измерения, в частности спутниковых и радиолокационных. Получаемые с помощью этих методов значения метеорологических величин, таких, как температура, влажность, облачность, радиационный баланс, являются осредненными по пространству. В связи с этим возникает вопрос о соответствии дистанционных и обычных метеорологических наблюдений. Кроме того, использование дистанционных наблюдений наряду со стандартными приводит к изменению статистической структуры временных рядов наблюдений, что отражается на их правильной интерпретации. Возникший интерес к задачам пространственного осреднения метеорологических полей в последние годы заметно повысился.

На первый взгляд кажется, что в решении указанных задач нет ничего сложного. Однако это впечатление обманчиво. На самом деле методы пространственного осреднения метеорологических полей являются довольно сложными, требующими тщательного предварительного исследования статистических, географических, климатических и других особенностей изучаемых полей. Даже в случае достаточно однородной в климатическом отношении территории возникает целый ряд трудностей, связанных, например, с неравномерностью расположения пунктов наблюдения, неопределенностью области, к которой следует отнести данные измерений в каждом пункте, с различием в точности наблюдений в различных пунктах и т. д. На практике однород-

1

1. Методы климатологической обработки

1.6. Методы обобщения климатологической информации

ные в климатическом отношении районы встречаются довольно редко, поэтому в реальных условиях задача пространственного осреднения еще больше осложняется. Для климатически неоднородных территорий корректное применение методов пространственного осреднения возможно после изучения территории с учетом особенностей ее ландшафта, мезоклиматических особенностей пунктов наблюдения, их взаимного расположения.

Целесообразность выбора того или иного метода осреднения должна определяться также его практической применимостью или экономичностью, если речь идет об использовании ЭВМ для реализации соответствующего алгоритма. Мы остановимся на нескольких методах пространственного осреднения, используемых при решении прикладных задач.

Одним из наиболее простых методов осреднения по площади является метод квадратов. При применении этого метода территория делится на некоторое число квадратов (рис. 1.36). Для каждого квадрата путем простого арифметического осреднения, по данным расположенных в этом квадрате станций, оценивают среднее значение. Если в каком-либо квадрате данные наблюдений отсутствуют, то для определения средней привлекаются данные измерений из других квадратов. После нахождения средних значений для отдельных квадратов определяется среднее значение по территории путем арифметического осреднения частных средних.

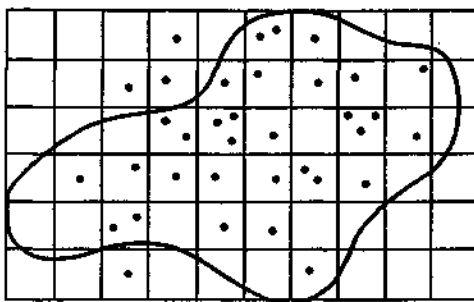


Рис. 1.36. К осреднению по площади с помощью метода квадратов.
Точки — пункты наблюдения.

Формально метод квадратов может быть описан с помощью следующих формул. Пусть территория, на которой проводится осреднение, разбита на M квадратов, в каждом из которых находится N_m пунктов наблюдения. Тогда средняя величина по квадрату с номером m определится как

$$\bar{f}_m = \frac{1}{N_m} \sum_{i=1}^{N_m} f_{im}, \quad (1.136)$$

где f_{im} — значение метеорологической величины в i -м пункте квадрата с номером m . Среднее значение по всей территории вычисляется по формуле

$$\bar{f} = \frac{1}{N_m M} \sum_{i=1}^{N_m} \sum_{m=1}^M f_{im} = \sum_{k=1}^N p_k f_k, \quad (1.137)$$

где $p_k = 1/N_m M$ — весовые множители, N — общее число пунктов наблюдения.

Весовые множители зависят от числа пунктов наблюдения в каждом квадрате. Если это число постоянно $N_m = \text{const}$, то весовые множители зависят от числа квадратов.

Главным достоинством метода квадратов является его простота. Если осреднение проводится по стационарной сети станций, то можно предварительно рассчитать весовые множители, с которыми данные в отдельных пунктах входят в среднюю по территории. Этот метод легко комплексирован с методом интерполяции, для чего по данным наблюдений проводится предварительная интерполяция в узлы некоторой сетки точек (обычно квадратной сетки). Проинтерполированные данные затем осредняются по территории.

Метод деления площади осреднения на квадраты является удобным, но далеко не единственным способом выделения участков территории, близких к той или иной станции. Другим способом является метод треугольников. В этом случае вся область делится на треугольники, в вершинах которых расположены пункты наблюдения (рис. 1.37). Находятся значения в центре треугольника, как средние арифметические из значений в вершинах. Полученные для каждого треугольника значения осредняются с весами, пропорциональными площадям треугольников. Такой способ разбиения более детально учитывает густоту существующей сети станций. Однако расчет весовых множителей в этом случае является более сложным.

Широкое распространение при вычислении средних по площади значений получил метод полигонов. Суть этого метода состоит в следующем. Пункты наблюдения, расположенные на некоторой террито-

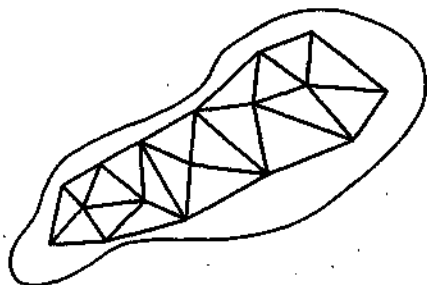


Рис. 1.37. Схема осреднения по площади с помощью метода треугольников.

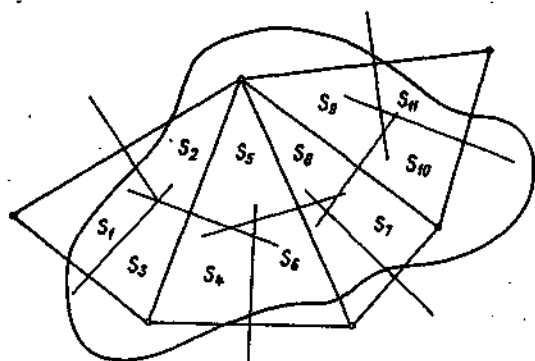


Рис. 1.38. Схема осреднения по площади с помощью метода полигонов.

рии, соединяются друг с другом прямыми линиями (рис. 1.38). Линии делятся пополам и через точки деления проводятся перпендикуляры. В результате их пересечения для каждой станции получается многоугольник (полигон). После того как все многоугольники построены, с помощью планиметрирования осуществляется определение площадей многоугольников или их частей, находящихся внутри контура территории осреднения. Если на выделенной площади находится N_m станций, то средняя по площади S определяется по формуле

$$\bar{f}_s = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^{N_m} S_m f_{im} = \sum_{i=1}^{N_m} p_m f_{im}. \quad (1.138)$$

Метод осреднения с помощью полигонов является наиболее экономичным и сравнительно легко реализуется на ЭВМ. Для определения весовых множителей p_m удобно использовать следующий алгоритм:

- 1) ввести в ЭВМ координаты характерных (спорных) точек контура;
- 2) ввести координаты станций;
- 3) выбрать вспомогательную сеть точек, полностью покрывающую область осреднения;
- 4) путем перебора точек вспомогательной сети определить число точек, расстояния от которых до заданной станции являются минимальными. Критическое расстояние определяется, исходя из географических и мезометеорологических условий района, а также с учетом характера решаемой задачи;
- 5) определить число точек $N_1, N_2, \dots, N_m$, ближайших соответственно к 1, 2 и m станциям;
- 6) определить весовые множители

$$p_m = S_m/S = N_m/N,$$

где N — общее число точек вспомогательной сетки.

При реализации этого алгоритма встает вопрос: насколько густой должна быть вспомогательная сеть. Для ответа на вопрос можно воспользоваться формулой

$$|\Delta p_m|_{\max} = 1/2N, \quad (1.139)$$

по которой вычисляется максимально возможная ошибка определения весов в методе полигонов.

Считая максимальную ошибку определения весов Δp_m равной 0,005, получаем, что число узлов сетки $N = 100$.

Рассмотренные методы осреднения обладают одним существенным недостатком: в них не учитываются особенности осредненного метеорологического поля. Весовые множители, учитывающие вклад каждого пункта наблюдения в результат осреднения, зависят только от числа и расположения выбранных пунктов. Поэтому для стационарной сети станций весовые множители являются постоянными и не отражают характерных особенностей изучаемого поля и его структуру. На самом же деле реальные метеорологические поля являются существенно неоднородными и их свойства зависят от физико-географических особенностей местности.

Для того чтобы в первом приближении учесть неоднородность реальных полей, пользуются осреднением не самих значений метеорологических величин, а их отклонений от нормы, нормированных на средние

квадратические отклонения. В этом случае расчет средних по площади производится по формуле

$$\bar{f}_S = \sum_{i=1}^N a_i \bar{f}_i + \sum_{i=1}^N \frac{\sigma_S}{\sigma_i} a_i (f_i - \bar{f}_i). \quad (1.140)$$

Введя обозначение

$$\frac{\sigma_S}{\sigma_i} a_i = b_i,$$

получим формулу

$$\bar{f}_S = \sum_{i=1}^N a_i \bar{f}_i + \sum_{i=1}^N b_i (f_i - \bar{f}_i). \quad (1.141)$$

Таким образом, коэффициенты a_i характеризуют влияние средних величин на результат пространственного осреднения, а коэффициенты b_i учитывают влияние изменчивости на результат осреднения.

При таком осреднении можно говорить о систематической и случайной погрешностях осреднения. Действительно, если принять, что F_S — истинное значение средней по площади, то систематическая погрешность определения средней величины будет вычисляться как разность

$$\bar{\Delta}_F = \sum_{i=1}^N a_i \bar{f}_i - \bar{F}_S, \quad (1.142)$$

где черта сверху означает знак математического ожидания.

Случайную погрешность характеризуют обычно величиной среднего квадрата

$$\tilde{E}^2 = \left[\sum_{i=1}^N b_i (f_i - \bar{f}_i) - \bar{F}_S \right]^2. \quad (1.143)$$

Суммарная погрешность определения средней величины рассчитывается по формуле

$$E^2 = \tilde{E}^2 + (\bar{\Delta}_F)^2 = \sigma_F^2 - 2 \sum_{i=1}^N b_i R_{Ff_i} + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N b_i b_j R_{ij} + \sum_{i=1}^N b_i^2 \overline{\Delta_i^2} + (\bar{\Delta}_F)^2. \quad (1.144)$$

Эта формула применима при любом выборе весовых множителей. Величины σ_F^2 и R_{Ff} характеризуют дисперсию средней величины и ее ковариацию с исходным значением метеовеличины. Эти величины могут быть рассчитаны по данным о структуре исходного поля f .

Если предположить выполнение условий однородности и изотропности поля:

$$\bar{f}_i = \bar{f}_S = \text{const},$$

$$\sigma_S = \sigma_F, \quad (1.145)$$

$$\sigma_F/\sigma_1 = \sigma_F/\sigma_2 = \sigma_F/\sigma_N = \mu, \quad (1.146)$$

то выражение (1.144) может быть записано в следующем виде:

$$\begin{aligned} \xi^2 = \frac{E}{\sigma_F} = \mu - 2 \sum_{i=1}^N b_i \omega_i + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N b_i b_j r_{ij} + \eta^2 \sum_{i=1}^N b_i^2 + \\ + \left(\sum_{i=1}^N b_i - 1 \right)^2 (\bar{f}/\sigma_F)^2. \end{aligned} \quad (1.147)$$

Здесь ξ^2 — мера ошибки осреднения; η^2 — мера ошибки измерения. Из формулы (1.147) видно, что систематическая погрешность будет равна 0 в том случае, если для весовых множителей выполняются условия нормировки

$$\sum_{i=1}^N b_i = 1.$$

В том случае, если производится осреднение отклонений от нормы, $\bar{f} = 0$ и систематическая ошибка будет отсутствовать при любом задании весов. Этот факт также подтверждает высказанное ранее предположение о целесообразности пространственного осреднения отклонений от нормы.

При оптимальном осреднении весовые множители b_i ищутся из условия минимума меры ошибки осреднения ξ^2 . Эти условия приводят к следующей системе уравнений для определения весов b_i :

$$\sum_{j=1}^N b_j r_{ij} + b_i \eta^2 = \omega_i, \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

Мера ошибки осреднения рассчитывается в данном случае по формуле

$$\xi^2 = \mu - \sum_{i=1}^N \omega_i b_i.$$

Для расчета функций ω и μ используют квадратурные формулы вычисления следующих интегралов:

$$\omega(S) = \frac{1}{S} \iint_S r(\sqrt{x^2 + y^2}) dx dy, \quad (1.148)$$

$$\mu(S) = \frac{1}{S^2} \iiint_{S(x,y)} r(\sqrt{(x-\xi)^2 + (y-\eta)^2}) dx dy d\xi d\eta. \quad (1.149)$$

В качестве примера в табл. 1.16 приведены значения относительной средней квадратической ошибки осреднения (ξ^2) слоя осадков по водосбору р. Дона при использовании различных методов осреднения. При этом учитывается изменение масштаба корреляции ρ_0 и уровень ошибок наблюдения (η^2).

Из этой таблицы видно, что точность всех рассмотренных способов повышается с увеличением связности поля и с уменьшением ошибок наблюдений. Причем из всех рассмотренных способов наименее чувствительным к вариациям масштаба корреляции и ошибок наблюдений является метод арифметического осреднения. При увеличении ошибок измерения погрешности осреднения как методом полигонов, так и методом среднего арифметического возрастают. Однако это возрастание для метода полигонов происходит гораздо быстрее. Таким

Таблица 1.16

Зависимость относительной средней квадратической ошибки осреднения слоя осадков (ξ^2) по водосбору р. Дона

η^2	ρ_0 км	Осреднение		
		оптимальное	метод полигонов	арифметическое
0	100	0,110	0,125	0,189
	200	0,100	0,105	0,185
	500	0,067	0,069	0,147
	1000	0,048	0,049	0,117
0,2	100	0,160	0,183	0,218
	200	0,146	0,157	0,212
	500	0,128	0,135	0,178
	1000	0,120	0,126	0,156

образом, метод полигонов целесообразно использовать при большой точности данных наблюдений ($\eta^2 \leq 0,1$).

1.6.2

Методы районирования и классификации метеорологических полей

Эффективными способами обобщения информации о полях метеорологических величин являются методы классификации и районирования метеорологических объектов. Цель классификации и районирования метеорологических полей состоит в том, чтобы на основе анализа статистических свойств этих полей выделить районы, сходные с точки зрения особенностей пространственно-временной структуры изучаемых полей. Классификация и районирование необходимы для решения таких практических задач, как прогнозирование погоды и климата, дистанционное зондирование атмосферы, статистическое моделирование различных метеорологических полей и т. д.

В основе большинства алгоритмов классификации лежит так называемая гипотеза компактности, согласно которой точки, изображающие объекты различных классов в пространстве признаков, образуют компактные изолированные друг от друга группы (кластеры). Задача классификации сводится, таким образом, к разбиению совокупности точек, разбросанных в пространстве признаков, на компактные обособленные группы. При решении задачи климатической классификации в качестве точек, подлежащих разбиению на группы, обычно рассматриваются станции или узлы широтно-долготной сетки. Пространством признаков или пространством описаний служат значения климатических показателей, образующих n -мерный вектор. Например, если классы выделяются по значениям средних величин и средних квадратических отклонений, то пространство имеет размерность $n = 2$. В принципе размерность пространства признаков может быть любой, однако делать эту величину слишком большой не рекомендуется, так как при этом снижается экономичность процедуры классификации, а иногда и целесообразность ее использования.

В настоящее время существует большое число алгоритмов классификации, что обусловлено большим количеством практических задач, использующих результаты этого метода обобщения данных. Трудно отдать предпочтение какому-либо одному методу, поэтому мы ограничимся рассмотрением общих принципов классификации, проиллюстрировав их на примере алгоритмов, хорошо зарекомендовавших себя в климатологической практике.

Большинство алгоритмов классификации основано на понятии расстояния между точками в пространстве признаков. Наиболее

полная информация о расположении точек в пространстве содержится в матрице расстояний. Элементы матрицы расстояний могут быть рассчитаны с помощью формулы

$$d_{kl} = d(x_k, x_l) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ki} - x_{li})^2}, \quad (1.150)$$

где n — размерность пространства признаков, x_{ki} и x_{li} — координаты точек, соответствующих i -у признаку.

Расчет расстояния между точками в пространстве признаков является важным этапом в алгоритме классификации. Поэтому помимо формулы (1.149) для расчета d_{kl} в некоторых случаях используют более сложные формулы, позволяющие более надежно оценить степень сходства классифицируемых объектов. Например, для расчета может быть использована следующая формула:

$$d_{kl} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ki} - x_{li})^2}}{1/2(\sigma_{x_k} + \sigma_{x_l})}, \quad (1.151)$$

где

$$\sigma_{x_k} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{ki}^2 - \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{ki} \right)^2}. \quad (1.152)$$

Рассчитанные с помощью формул (1.150) и (1.151) значения расстояния сравниваются с некоторым пороговым значением. К данному классу относятся все точки, расстояние между которыми не превышает критического. После того как класс определен, образующие его точки удаляются из обработки, а для остальных вся процедура повторяется.

Классификация может считаться завершенной при выполнении одного из условий: выбор максимального числа классов, которые следует определить, или минимального числа точек, относящихся к данному классу. Оптимальной будет классификация, обеспечивающая наиболее выгодное соотношение максимума точности и минимума числа классов.

Существует много критериев для оценки качества классификации. Одним из них является, например, величина

$$\sigma_k = \sqrt{D(1 - k)},$$

$$\text{где } k = \frac{\sum_{j=1}^M \frac{n_j}{M} (x_j - \bar{x})^2}{D},$$

$\bar{x}$ и D — средняя и дисперсия признаков для членов классифицируемой совокупности.

Значение σ_k можно рассматривать как потери, связанные с неразличимостью признаков внутри выделенных классов. В качестве близкой к оптимальной можно принять такую классификацию, которая обеспечивает минимум σ_k для данного числа классов.

Оригинальный подход к задаче классификации был предложен сотрудниками ГГО. Ими было показано, что для произвольной совокупности точек, система, связывающая каждую точку непосредственно со своей ближайшей, образует не замкнутый контур (гиперповерхность), а разветвляющуюся сеть звеньев (кратчайшую связывающую сеть — КСС). При такой классификации граница между классами в пространстве признаков проводится по статистически значимым максимальным звеньям КСС, превышающим некоторое критическое расстояние, или, что тоже самое, по минимумам плотности распределения признаков.

Оценка значимости минимумов плотности распределения может быть произведена с помощью критерия

$$\frac{|p_2 - p_1|}{\sigma_{|p_2 - p_1|}} \geq 2,$$

$$\text{где } \sigma_{|p_2 - p_1|} = \sqrt{\frac{p_1 q_1 + p_2 q_2}{n-1}},$$

p_1 и p_2 — эмпирические вероятности в области оцениваемого минимума и меньшего по значению соседнего максимума соответственно, $q_1 = 1 - p_1$, $q_2 = 1 - p_2$. Анализ выписанных формул показывает, что звено КСС может считаться значимым, если на отрезок, равный ему по длине, в зоне соседнего сгущения точек укладывается менее трех длин звеньев КСС.

Рассмотренный алгоритм был применен к классификации климатов европейской части СССР применительно к оценке урожайности яровых культур. В качестве признаков классификации были взяты: сумма среднесуточных температур воздуха за период с температурой выше 10°C , гидротермический коэффициент (α), показатель влагообеспеченности (β). Эти признаки задавались в 223 точках, равномерно покрывающих ЕТС. В качестве примера в табл. 1.17 даны статистические характеристики выделенных классов.

1

1. Методы климатологической обработки
1.6. Методы обработки климатологической информации

Таблица 1.17

Статистические характеристики классов тепло- и влагообеспеченности
яровых культур на европейской части СССР

j	n _j	Σ T 10 °C				α				β			
		$\bar{x}$	x _{макс}	x _{мин}	σ _x	$\bar{x}$	x _{макс}	x _{мин}	σ _x	$\bar{x}$	x _{макс}	x _{мин}	σ _x
1	28	1827	1339	692	196	2,27	3,11	1,90	0,29	1,60	3,12	1,25	0,34
2	63	1797	2270	1465	222	1,62	1,90	1,43	0,12	1,50	1,82	1,23	0,13
3	20	2462	2869	2180	153	1,45	2,58	1,25	0,28	1,39	1,72	1,23	0,13
4	40	2432	3080	1944	299	1,12	1,38	0,89	0,12	1,03	1,24	0,81	0,10
5	38	3083	3568	2432	281	0,75	1,06	0,36	0,17	0,61	0,82	0,34	0,12
6	20	3730	4552	3331	356	0,47	0,81	0,14	0,19	0,36	0,76	0,06	0,19
7	5	4339	4598	4039	192	1,64	2,35	1,34	0,37	1,80	3,04	1,34	0,63

1.6.3

Построение климатических карт

Климатическая изолинейная карта представляет географическое распределение одной или нескольких климатических характеристик метеорологических величин. Строятся карты изолиний средних величин, средних квадратических отклонений, повторяемости определенных градаций метеорологических величин или атмосферных явлений и др. Климатические карты бывают и неизолинейными, когда в точках или районах выбранной территории данные представляются в форме небольших таблиц, графиков номограмм, роз. Однако построение таких карт обычно не создает затруднений. Проблемы, и весьма не простые, возникают тогда, когда на карте надо представить поле непрерывной величины, используя изолинии или линии тока.

Главное целевое назначение климатической изолинейной карты состоит в том, что с ее помощью можно получить методом интерполяции (как правило, нелинейной) между изолиниями данные в точках, где отсутствуют метеорологические наблюдения.

Климатическая карта дает также наглядное представление об основных пространственных закономерностях климата. В практике составления климатических карт их масштабы обычно выбирают, соотносясь в основном с тем, какая детализация климатических условий должна быть представлена, и с размерами издания. Слишком мелкие масштабы могут вызвать сдвиги элементов нагрузки, особенно в тех ее частях, где имеют место большие градиенты картируемой величины. Использование излишне крупных масштабов неэкономично и, кроме того, крупномасштабные карты могут создать ложное зрительное впечатление высокой точности карты.

Минимальным масштабом рабочей карты, на которую наносятся цифровые данные для проведения изолиний, считают 1:40 000 000 для мировых карт и 1:20 000 000 для карт материков СССР или его частей. Наиболее крупные масштабы карт, на которых хотят представить более подробно зависимость климатической характеристики от особенностей подстилающей поверхности, при существующей густоте сети метеорологических станций в равнинной части могут достигать 1:1 500 000, а в горах 1:150 000. На практике при обобщении данных по крупным физико-географическим районам или по всей территории Советского Союза в ГГО применялись карты 1:7 500 000 и 1:5 000 000 с картами врезками горных районов, выполненными в масштабе 1:3 500 000. Микроклиматические карты строят и в более мелких масштабах, но такие карты не являются обычно изолинейными. При выборе масштаба карты можно использовать следующее соотношение:

$$M = \delta / \delta_k, \quad (1.153)$$

где δ_k — предельно допустимый градиент на карте в единицах измерения картируемого элемента на 1 мм расстояния; δ — наибольший пространственный градиент на местности, выраженный в тех же единицах.

Если в качестве допустимой ошибки, порождаемой картографическим процессом, принять $1/3$ средней квадратической ошибки картируемой величины σ и считать суммарную среднюю квадратическую погрешность близкой к 0,6 мм (погрешности оформления издательских оригиналов несоответствия форм при печати, неточность снятия данных с карты), то формула (1.153) примет вид

$$M = \delta / 0,55\sigma. \quad (1.154)$$

Одним из важных вопросов построения климатической карты является определение интервалов между изолиниями, которые должны обеспечить необходимую точность карты и должны быть увязаны с избранным масштабом карты. При недостаточном количестве изолиний (большом интервале между ними) возникает необходимость сложной графической интерполяции при снятии значений в каждой заданной точке карты. Это приводит к потере точности. При избыточном количестве изолиний при издании линии сливаются и создается неправильное впечатление о большой точности карты.

Следует исходить из того, что изолинии должны проводиться так, чтобы погрешности, возникающие при интерполяции между ними, не сказывались на точности получаемых результатов. Естественно, что при этом необходимо соотносить погрешности интерполяции с точностью данных, по которым строится карта. Заметим, что для любых практических целей картирование некоторой ограниченной территории полностью теряет смысл, если пространственные изменения метеорологической величины меньше 0,5 σ . Если принять допустимую погрешность интерполяции равной 0,2 σ (более жесткие условия, чем при определении масштаба карты) и считать, что ошибка интерполяции на самом деле составляет 0,2 интервала между изолиниями, тогда интервал между изолиниями должен составлять около σ .

Точность карт понижается за счет погрешности, зависящей от неполной репрезентативности станций. Эта и некоторые другие дополнительные погрешности исходных данных заставляют несколько увеличивать интервал между изолиниями. О. А. Дроздов считает, что ин-

тервал между изолиниями должен превышать 20 (допустимая погрешность 0,40). При интервале между изолиниями, равном 0, и масштабе карты, определенном по формуле (5.19), изолинии даже на участках карты с наибольшими градиентами будут отстоять друг от друга не менее чем на 1,8 мм. При интервале 20 минимальное расстояние в 2 раза больше. По ряду причин иногда бывает нецелесообразно проводить изолинии через равные интервалы, особенно в горах и в зонах больших градиентов. Это в первую очередь относится к изогипсам (изолиниям равного количества осадков). Для осадков обычно используется комбинация двух школ изогипс: геометрической прогрессии и равномерной. Для территории СССР, например, широко используется школа: 5, 10, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 350, 400, 500, 600, 700, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 2000, 2400, 2800, 3200, 4000, 4800 мм.

Наиболее сложной проблемой климатологического картографирования является проведение изолиний. Попытки введения объективных методов построения климатических полей, основанные на использовании только формальных приемов, не дают положительных результатов. При объективном проведении изолиний реальное пространственное распределение величин может оказаться построенным вовсе не наилучшим образом. При проведении изолиний необходимо учитывать физические закономерности и исходить из назначения карт. В ряде случаев, когда преследуются прогностические цели, О. А. Дроздов считает, что „целесообразно отвлекаться от деталей случайного порядка, характеризующих распределение в прошлом, но не имеющих отношения к будущему”. Проводя изолинии, важно согласовывать их с физико-географическими факторами: с гипсометрией и морфометрией, наличием водных бассейнов, удаленностью от берега моря и др.

Обычно климатические карты строят на гипсометрической, цветной основе. Это облегчает использование количественных связей между значениями метеорологической величины на разных высотных уровнях. Градиенты температуры воздуха и осадков вдоль склонов часто определяют методом „пар станций” для конкретных склонов (вычисляют разницу величин на двух станциях, имеющих разную высоту на одном и том же склоне). Количественные связи устанавливаются для оценки изменения метеорологической величины (прежде всего, температуры воздуха) с удалением от берега моря. Оценивается также влияние города на температурное поле.

Наряду с количественными связями используются известные качественные закономерности, например влияние форм рельефа на распределение климатических характеристик. Так, наблюдается четко выраженный суточный и годовой ход градиентов температуры между

вогнутой и выпуклой формами. Зимой и ночью обычно наблюдается инверсия, а летом и в дневные часы – очень большие положительные градиенты. Наоборот, в одинаковых формах рельефа суточные и сезонные колебания градиентов минимальны. Независимо от сезона градиент температуры при изменении высоты в случае одинаковых форм может быть принят равным $0,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты. На подветренных и сухих склонах он может быть принят равным $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Осадки, являющиеся результатом местной циркуляции и развития конвективной облачности, чаще всего имеют примерно одинаковые градиенты на любых склонах. Градиенты же фронтальных осадков и связанных с адвекцией воздушных масс на склонах, открытых влагонесущим ветрам, достаточно закономерны, а на подветренных склонах вообще могут отсутствовать.

Построению карты могут помочь косвенные сведения о распределении почв, растительности, оледенения, а также карты другой климатической величины (например, данные снегосъемки и др. при построении карты осадков).

Таким образом, при построении карт следует тщательно анализировать климатические данные и физико-географические условия местности, используя известные зависимости климатических характеристик от условий подстилающей поверхности, излагаемые в гл. 3.

Следует всегда помнить, что формальная интерполяция данных при построении карты может привести к серьезным ошибкам. Так, большое количество извилин и замкнутых небольших областей часто является следствием неучета малой репрезентативности станций, наоборот, изолинии могут излишне сглаживаться из-за отсутствия станций. Изолинии ни в коем случае не должны пересекаться между собой, они не должны пересекать возвышенности (последнее возможно, если рельеф не влияет на данную характеристику). Вблизи берегов крупных водоемов и морей изотермы должны вытягиваться вдоль берега и не быть перпендикулярными к нему.

Для температуры воздуха и атмосферного давления наряду с обычными картами на уровне земной поверхности строятся карты температуры, приведенные к уровню моря. Для приведения температуры используется градиент $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$; в горных районах, где в течение года преобладает сильное выхолаживание, изотермы целесообразно расчерчивать только по данным долин или исключать влияние форм рельефа на основе некоторых эмпирических зависимостей.

2

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КЛИМАТА

2.1

Климатическая система и климатообразующие факторы

2.1.1

Общая характеристика климатической системы

Как указывалось во введении, глобальный климат правомерно определять как статистический ансамбль состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий. Под климатической системой понимается атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера.

Звенья климатической системы имеют различные физические свойства. Например, объем атмосферы, содержащий 99,8 % ее массы, ограничивается высотой 60 км и равен $3,82 \cdot 10^{12}$ км³. Масса воздуха в этом объеме составляет $5,2 \cdot 10^{18}$ кг. Гидросфера, 97,2 % которой приходится на воды Мирового океана, имеет объем $1,37 \cdot 10^9$ км³ и массу $1,43 \cdot 10^{21}$ кг. Таким образом, масса гидросферы в 275 раз больше массы атмосферы, а объем ее меньше объема атмосферы почти в 279 раз. Вода имеет примерно в 4 раза большую удельную теплоемкость, чем воздух, а теплопроводность воды превышает теплопроводность воздуха примерно в 20 раз. Следовательно, воды Мирового океана являются хорошим аккумулятором солнечной энергии, значительная часть которой передается затем в атмосферу в виде потоков скрытого и явного тепла.

Различие физических свойств атмосферы и гидросферы определяет тот факт, что пространственные и временные изменения ряда параметров атмосферы намного больше, чем гидросферы. Это означает, что атмосфера является более подвижной средой, чем гидросфера. Скорость ветра у земной поверхности составляет обычно несколько м/с, в свободной атмосфере может достигать нескольких десятков м/с, в то время как средняя скорость океанических течений равна 3,5 см/с. Таким образом, скорость перемещения вещества в гидросфере на два порядка меньше, чем в атмосфере. Несмотря на это, по сравнению с другими звеньями климатической системы гидросферу следует считать также очень подвижной средой, характеризующейся, как и атмо-

сфера, сложными циркуляционными особенностями. Кроме поверхностных океанических течений, которые подробно будут рассмотрены ниже, в океане образуются вихри, подобные атмосферным барическим образованиям (циклонам и антициклонам), вихреобразные кольцевые структуры („ринги“), имеющие диаметр до 100 км и включающие массу воды, отличающуюся по свойствам от окружающей. Обнаружены также подповерхностные течения и движения вод на больших глубинах.

Криосфера, как звено климатической системы, состоит из морских льдов, ледниковых льдов и снежного покрова. В современную эпоху объем льда в криосфере Земли равен около $24 \cdot 10^6$ км³. По данным ИСЗ, ледники, морские льды и снежный покров занимают в среднем 10 % поверхности Земли, т. е. около $59 \cdot 10^6$ км². Ледники распределяются по земному шару неравномерно. Общая площадь поверхности, занимаемая ледниками, составляет около $16 \cdot 10^6$ км². Основная масса их приходится на Антарктиду. Площадь антарктического льда составляет 90 % площади всех ледников земной поверхности. На Арктику приходится 8 % площади ледников и на горные районы континентов – 2 %.

Большие пространства на земном шаре занимают морские льды. В среднем их площадь составляет $26 \cdot 10^6$ км². В зависимости от сезона площадь полей морского льда испытывает значительные колебания. Если летом в акватории Северного Ледовитого океана морской лед в среднем располагается на площади около $8 \cdot 10^6$ км², то зимой площадь морских льдов увеличивается до $18 \cdot 10^6$ км². В южном полушарии вокруг Антарктиды морские льды летом наблюдаются на площади около $2 \cdot 10^6$ км². Зимой их площадь возрастает почти в 10 раз. Значительно колеблется в течение года и граница ледяных полей. В отдельные годы зимой в атлантическом и индийском секторах южного полушария морские льды могут достигать 60–55° ю. ш.

Большие пространства занимает также снежный покров. Наибольшая площадь его наблюдается в северном полушарии в феврале. В это время года он распространяется на значительную часть Северной Америки и Евразии. Граница снежного покрова непрерывно меняет свое положение, перемещаясь то к югу, то к северу. Особенно существенные колебания она испытывает в северном полушарии на территориях с умеренным влажным климатом.

По сравнению с уже рассмотренными звеньями климатической

системы литосфера является наиболее консервативным компонентом. Основные физические характеристики ее поверхностного слоя, называемого деятельным слоем, меняются сравнительно медленно под действием таких процессов, как почвообразование, ветровая и водная эрозия почв, опустынивание, изменение условий залесенности и т. д. Однако некоторые свойства поверхности суши могут меняться достаточно быстро. Например, теплопроводность, отражательная способность и др. существенно изменяются из-за изменения увлажненности почвы, а также при возделывании почв в процессе сельскохозяйственного производства.

Свойства биосферы как звена климатической системы определяются в значительной степени растительным миром. Размеры площадей, занятых растительностью, виды растительности, периоды вегетации растений наиболее всего определяют условия поглощения радиации солнца, тепло- и влагообмена с атмосферой, условия стока, а следовательно, и влагообмена континента с океаном. Границы растительного покрова непрерывно меняются в условиях сельскохозяйственного производства, а также, что особенно важно, в результате вырубки тропических лесов, которая происходит особенно интенсивно во второй половине нынешнего столетия. Это приводит в ряде случаев к опустыниванию больших площадей земной поверхности, как это наблюдается в некоторых районах Африки и Азии.

Компоненты климатической системы находятся в состоянии сложных нелинейных взаимодействий друг с другом, связаны прямыми и обратными связями. Примеры таких взаимодействий нетрудно привести. Несмотря на сравнительно малую массу атмосферы, обмен количеством движения ее с океаном вызывает большую часть движений вод Мирового океана. Посредством океанических течений осуществляется межширотный обмен теплом в океане. В процессе этого обмена из тропических широт в высокие широты переносятся массы теплой воды. В холодное время года тепло с водной поверхности посредством физических механизмов, которые подробно будут рассматриваться ниже, переносится в атмосферу. Таким образом, океан играет значительную роль в формировании особенностей поля температуры в атмосфере и, следовательно, особенностей циркуляционных процессов в ней. Циркуляция воздуха, в свою очередь, является механизмом, посредством которого на континенты с поверхности океана переносятся тепло и влага. В зависимости от физического состояния поверхности суши, интенсивности атмосферной циркуляции свойств воздушных масс происходит определенный обмен теплом, влагой и количеством движения между атмосферой и континентом.

Обмен влагой непосредственно между сушей и океаном выражается в форме стока рек и ледников.

Сложные взаимодействия происходят между атмосферой, океаном и криосферой. Морские льды образуются при замерзании поверхностных слоев морской воды, когда достигается температура точки замерзания. Температура воды в высоких широтах понижается за счет потерь тепла при излучении и за счет нерадиационных потоков тепла в атмосферу. В течение года морские льды меняют свое положение под действием океанических течений и ветра и в процессе фазовых переходов воды. С другой стороны, от положения границы полей морского льда зависят меридиональные контрасты температуры воздуха, а следовательно, формирование особенностей циркуляции атмосферы. Большое влияние на состояние климатической системы оказывает антарктический ледниковый покров. Он является своего рода регулятором колебаний климата. При похолоданиях климата развитие ледового покрова ограничивается окружающим этот материк океаном, при потеплениях ледники Антарктиды способствуют удержанию температуры воздуха вблизи некоторого порогового значения, так как площадь ледников и при их таянии сохраняется достаточно большой, не менее 10 млн км². Ледники северного полушария являются более подвижными.

Для покровных ледников при нарушении равновесия между их мощностью и скоростью движения характерно возникновение крупных обвалов, вызывающих распространение ледников на значительные площади (сёрджи). Подвижки горных ледников имеют тот же характер, но неизмеримо меньшие масштабы. Эти обвалы имели большое значение при распадах ледников в прошлом. Для распада покровных ледников в их стационарном состоянии в реально имевшие место сроки явно не хватало энергетических ресурсов. Только при распространении ледников на большие площади, когда их толщина уменьшалась, а площадь возрастала в несколько раз, можно понять, почему так быстро они распались. В то же время это явление приводило к резким похолоданиям. Сбросы льда в Северную Атлантику и в антарктические воды вызывали возврат почти ледниковых условий на много сотен лет. По мнению Флона, это даже могло приводить к вторичным оледенениям.

Особую роль в процессах взаимодействия между звеньями климатической системы играет облачность. Облачные поля образуются в

результате конденсации водяного пара в атмосфере под действием определенных циркуляционных процессов макро- и мезомасштаба. При этом выделяются большие количества тепла, которые существенно влияют на температурный режим атмосферы, а следовательно, на формирование особенностей ее циркуляции. С другой стороны, облачность отражает большую долю солнечной радиации, а остальную часть преимущественно рассеивает. Определенное количество солнечной радиации поглощается облаками. Последний эффект также вносит определенный непосредственный вклад в формирование поля температуры в атмосфере. В результате влияния облачного покрова возникают неоднородности в распределении количества энергии, поглощаемой подстилающей поверхностью, в районах Земли, где наблюдается различный облачный режим. Это также является одним из механизмов формирования особенностей общей циркуляции атмосферы.

Состояние экологических систем биосферы определяется ресурсами тепла и влаги, которые формируются в результате преобразования солнечной радиации в процессе сложных взаимодействий между звеньями климатической системы. Однако, с другой стороны, биосфера сама оказывает существенное влияние на состояние климатической системы. Растительный мир в большой мере определяет отражательную способность планеты, участвует в процессах влагооборота, является основным источником кислорода, регулирует наряду с океаном содержание углекислоты в атмосфере и тем самым влияет на ее температурный режим. Определенное воздействие на климат оказывает и животный мир. Особая роль принадлежит человеку. В результате хозяйственной деятельности людей изменяются свойства отдельных звеньев климатической системы, а следовательно, и состояние системы в целом.

Таким образом, звенья климатической системы находятся в очень сложной взаимной связи и обуславливают друг друга. Существует предположение, что сложность и неоднозначность связей внутри климатической системы, постоянная эволюция ее компонентов с различной инерционностью являются причиной многих климатических изменений на планете. Иначе говоря, состояние климатической системы определяется не только внешними воздействиями, но и сложными взаимодействиями между ее звеньями. Все эти факторы обуславливают неоднозначность климата. В результате при одних и тех же внешних условиях на Земле может существовать несколько типов климатов.

Статистический ансамбль состояний некоторой системы, в том числе и климатической, за данный промежуток времени может быть

определен рядом статистических характеристик. Если при неизменных внешних воздействиях и начальных условиях эти характеристики оказываются существенно различными, представляя разные генеральные совокупности, то такие системы называют интранзитивными в отличие от транзитивных систем, которые при одних и тех же внешних условиях имеют статистически незначимо различающиеся характеристики.

Утверждение о том, что на Земле возможно существование нескольких типов климатов при одних и тех же внешних условиях, равнозначно утверждению, что климатическая система является системой интранзитивной, а скорее почти интранзитивной. Основания для таких утверждений имеются, хотя строгих доказательств пока не существует.

2.1.2 Климатообразующие факторы

Физические механизмы, определяющие внешние воздействия на климатическую систему, а также основные взаимодействия между звеньями климатической системы, называют климатообразующими факторами. Эти факторы можно разделить на две группы. К первой из них следует отнести внешние климатообразующие факторы. Они обуславливают энергетические воздействия на климатическую систему извне. Вторую группу составляют факторы, характеризующие свойства самой климатической системы. Это внутренние климатообразующие факторы.

Внешние факторы, в свою очередь, можно разделить на две группы. В первую включаются астрономические факторы – светимость Солнца, положение орбиты Земли в Солнечной системе и характеристики орбитального движения Земли, наклон ее оси к плоскости орбиты и скорость вращения вокруг оси. От этих факторов зависит, во-первых, распределение солнечной энергии, поступающей на верхнюю границу атмосферы Земли, во-вторых, гравитационное воздействие Солнца и других планет Солнечной системы, а также Луны. Последнее, меняясь во времени, создает приливы и отливы, колебания характеристик орбитального движения и собственного вращения Земли, что в конечном счете приводит к колебаниям энергии, поступающей от Солнца на верхнюю границу атмосферы. Определенную роль играет и внешнее магнитное поле. Вторую группу внешних климатообразую-

щих факторов составляют факторы геофизические. Это размер и масса Земли, собственные гравитационное и магнитное поля Земли, внутреннее тепло, определяющее геотермические источники тепла и вулканизм.

В число внутренних климатообразующих факторов входят состав атмосферы (как постоянные ее компоненты, так и переменные термодинамически активные примеси), ее масса, масса и состав океана, особенности распределения суши и океана, рельеф поверхности суши, структура деятельного слоя суши и океана.

Интересным является вопрос о том, обладают ли астрономические и геофизические климатообразующие факторы некоторыми постоянными свойствами физических систем или они изменяются со временем. Ответ на этот вопрос зависит от временного интервала, в течение которого изучается состояние климатической системы. Например, рассматривая современный климат, можно полагать, что взаимодействие между звеньями климатообразующей системы происходит в условиях практически неменяющегося действия, астрономических и геофизических климатообразующих факторов. Однако этого нельзя утверждать, если рассматривается динамика климата в течение, например, ближайших 500 млн лет. Этот огромный промежуток времени по сравнению с временем существования цивилизации является небольшим, если его сравнить с периодом существования Земли как планеты.

Как известно, Земля движется по эллиптической орбите, в одном из фокусов которой находится Солнце. Движение Земли определяется известными законами Кеплера. Эти законы небесной механики можно выразить через некоторые инварианты. Первый из них является законом сохранения момента импульса M , под которым понимается величина

$$M = 2At,$$

где A – секторальная скорость Земли, t – масса Земли. Он направлен перпендикулярно плоскости обращения Земли в северное полушарие звездного неба.

Второй инвариант является законом сохранения эксцентриситета орбиты. Если ввести вектор e , численно равный эксцентриситету и направленный в сторону перигелия, то движение Земли относительно Солнца можно определить следующими условиями:

$$M = \text{const}; e = \text{const}; M \cdot e = 0.$$

Эти условия строго выполнялись бы, если бы на планету действовало только притяжение Солнца. В действительности на Землю оказы-

2

2. Основные факторы формирования климата

2.1. Климатическая система и климатообразующие факторы

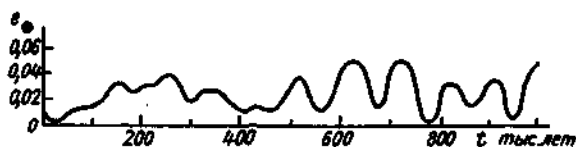


Рис. 2.1. Изменение эксцентриситета земной орбиты за ближайший 1 млн. лет.

вает воздействие притяжение и других планет Солнечной системы. Поскольку массы планет значительно меньше массы Солнца, их влияние оказывается в виде малых возмущений элементов орбиты Земли, а следовательно, и характеристик орбитального движения.

Одним из наиболее важных элементов орбиты является эксцентриситет. Оценки показывают, что характерное время изменения эксцентриситета равно 10^5 лет. Изменения эксцентриситета неперiodические. На рис. 2.1 показана кривая изменения эксцентриситета орбиты Земли в ближайший миллион лет.

Значения эксцентриситета колеблются около значения 0,028 в пределах от 0,0163 до 0,0658. В настоящее время эксцентриситет орбиты равен 0,0167 и продолжает уменьшаться, причем минимальное значение его будет достигнуто через 25 тыс. лет. Предполагаются и более длительные периоды уменьшения эксцентриситета, до 400 тыс. лет.

Количество лучистой энергии Солнца, приходящей на верхнюю границу атмосферы, принято характеризовать солнечной постоянной I_0 . Под солнечной постоянной понимают поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы через площадку, перпендикулярную солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца. При любом другом расстоянии поток энергии от Солнца определяется соотношением

$$I^* = I_0 \frac{r^2}{r_0^2}, \quad (2.1)$$

где r и r_0 — соответственно текущее и среднее расстояние между Землей и Солнцем.

Изменение эксцентриситета земной орбиты приводит к изменению расстояния между Землей и Солнцем, а следовательно, и количества

энергии, поступающей в единицу времени на единичную площадку, перпендикулярную солнечным лучам на верхней границе атмосферы. Нетрудно установить, как зависит разность между потоками солнечной энергии от эксцентриситета для случаев, когда Земля проходит перигелий и афелий орбиты. Расстояние до Солнца при положении Земли в перигелии равно

$$r_n = r_0 (1 - e), \quad (2.2)$$

а при положении в афелии

$$r_a = r_0 (1 + e). \quad (2.3)$$

Отсюда следует, что в перигелии на единичную площадку приходит количество солнечной энергии

$$I_n^* = I_0 (1 - e)^{-2},$$

или, с учетом малости эксцентриситета,

$$I_n^* = I_0 (1 + 2e). \quad (2.4)$$

Аналогичные вычисления проводят для афелия орбиты:

$$I_a^* = I_0 (1 - 2e). \quad (2.5)$$

Следовательно,

$$\Delta I^* = I_n^* - I_a^* = 4eI_0. \quad (2.6)$$

Нетрудно подсчитать, что при изменении эксцентриситета от 0,0007 до 0,0658 величина ΔI^* меняется от 7 до 26 % солнечной постоянной. Из этого следует, что при малых эксцентриситетах количества солнечной энергии, поступающей на Землю, находящуюся в перигелии или афелии орбиты, различаются незначительно. При наибольшем эксцентриситете в перигелий приходит энергии больше, чем в афелий, на величину, составляющую четверть солнечной постоянной. Эксцентриситет колеблется преимущественно с периодами около 0,1, 0,425 и 1,2 млн лет.

Изменение эксцентриситета орбиты Земли не является единственным проявлением возмущающего действия планет Солнечной системы. Смена времен года определяется наклоном оси вращения Земли к эклиптике. В настоящее время угол между плоскостью экватора и плоскостью эклиптики составляет $23^\circ 26' 30''$, но его значение меняется от 22 до $24,5^\circ$ с периодом, равным 41 тыс. лет (кроме того, обнаружены и другие периоды, около 200 тыс. лет). Это означает, что широты тропиков и полярных кругов колеблются в пределах $2,5^\circ$. Однако

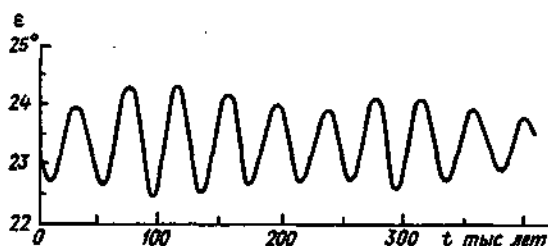


Рис. 2.2. Прецессия земной оси за ближайшие 400 тыс. лет.

наиболее существенным проявлением гравитационных возмущений, наряду с изменением эксцентриситета орбиты, является прецессия земной оси относительно перпендикуляра к эклиптике. На рис. 2.2 показаны изменения угла наклона земной оси за ближайшие 400 тыс. лет.

Период прецессии составляет 26 тыс. лет. Прецессия земной оси приводит к взаимному изменению положения точек зимнего и летнего солнцестояния относительно перигелия орбиты. Период, с которым повторяется взаимное положение перигелия орбиты и точки зимнего солнцестояния, равен 21 тыс. лет. Еще сравнительно недавно, в 1250 г., перигелий орбиты совпадал с точкой зимнего солнцестояния. Теперь Земля проходит перигелий 4 января, а зимнее солнцестояние осуществляется 22 декабря. Разница между ними составляет 13 сут или $12^{\circ}65'$. Следующее совпадение перигелия с точкой зимнего солнцестояния произойдет через 20 тыс. лет, а предыдущее было 22 тыс. лет назад. Однако между указанными событиями с перигелием совпадала точка летнего солнцестояния. Это происходило 11,2, 33,2 и т. д. тыс. лет назад. При малых эксцентриситетах положение точек летнего и зимнего солнцестояния относительно перигелия орбиты, как было показано выше, не приводит к существенному изменению количества тепла, поступающего на землю в течение зимнего и летнего сезонов. Картина резко меняется, если эксцентриситет орбиты оказывается большим, например 0,06. Таким эксцентриситет был 230 тыс. лет назад и будет через 620 тыс. лет.

При больших эксцентриситетах Земля часть орбиты, прилегающую к перигелию, где количество солнечной энергии наибольшее, проходит быстро, а оставшуюся часть вытянутой орбиты через точку весеннего

равноденствия к афелию — медленно, долго находясь на большом удалении от Солнца. Если в это время перигелий и точка зимнего солнцестояния совпадают, в северном полушарии будет наблюдаться короткая теплая зима и долгое прохладное лето, в южном полушарии — короткое теплое лето и долгая холодная зима. Если же с перигелием орбиты будет совпадать точка летнего солнцестояния, то в северном полушарии будет наблюдаться жаркое лето и длительная холодная зима, в южном наоборот. Длительное прохладное и влажное лето является благоприятным фактором для роста ледников в полушарии, где сосредоточена основная часть суши. Таким образом, изменение количества солнечной энергии, поступающей на Землю, вызванное малыми гравитационными возмущениями рассмотренных выше астрономических факторов, оказывает существенное влияние на условия формирования климатов.

Установлено, что орбитальные возмущения меняются достаточно быстро по сравнению с геологическими периодами развития нашей планеты. На основе этого югославский ученый М. Миланкович создал теорию колебаний климата Земли, объясняющую причины образования ледниковых периодов.

Комплекс геофизических, океанологических и палеоклиматических исследований, проведенных в последние десятилетия, свидетельствует о том, что при объяснении причин климатических изменений в прошлом необходимо считаться с изменением во времени не только астрономических, но и геофизических климатообразующих факторов.

Еще в начале XX в. немецким геофизиком А. Вегенером была высказана идея об относительном перемещении континентальных масс на поверхности Земли. Однако предложенные им для объяснения этого явления физические механизмы оказались несостоятельными и предложенная идея не получила признания. Гипотеза Вегенера была возрождена в 60-х гг. на новом более высоком уровне. Ее дальнейшее развитие привело к возникновению глобальной тектонической теории, или тектоники литосферных плит. Основанием для появления этой теории послужили результаты геолого-геофизических исследований в комплексе с палеоклиматическими данными.

Большую роль в этой связи сыграли работы по изучению дна океанов, особенно глубоководное его бурение. Оказалось, что океаническая кора имеет структуру, совершенно отличную от геологической структуры материков. Характерной для океанической коры является трехслойная структура. Первый слой, толщина которого колеблется от

2

2. Основные факторы формирования климата

2.1. Климатическая система и климатообразующие факторы

нескольких сотен метров до 2–3 км, состоит из осадочных пород. Под ним располагается базальтовый слой, сложенный различными вулканическими породами, в основном базальтами и диабазами. Он имеет толщину 3–5 км, а под отдельными вулканическими грядами и островными дугами – от 5 до 10 км. Третий слой, имеющий толщину 5–6 км, состоит из полнокристаллических пород и залегает на образованиях верхней мантии Земли.

Толщина материковой коры составляет 40–50 км, увеличиваясь иногда до 70–100 км. Она состоит из двух слоев: верхнего гранитно-метаморфического и нижнего базальтового.

Верхний слой океанической коры имеет наименьшую толщину в зоне центральных частей срединно-океанических хребтов, планетарная система которых была открыта в 60-х гг. Вдоль их осевых рифтовых зон наблюдается активная вулканическая деятельность, а также располагаются интенсивные линейные магнитные аномалии, ориентированные параллельно осям срединно-океанических хребтов. Последние представляют собой границы раздела жестких сферических литосферных плит, располагающихся на верхней мантии Земли. Такие границы раздела обнаружены и на континентах. Всего имеется восемь крупных литосферных плит. Две из них располагаются в пределах Тихого океана. Остальные плиты включают континентальную литосферу. В их число входят: Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Евразийская, Индостанно-Австралийская и Антарктическая литосферные плиты. Кроме них имеется еще около двух десятков мелких литосферных плит.

Тектоника литосферных плит свидетельствует о том, что они раздвигаются в стороны от рифтовых зон срединно-океанических хребтов под действием восходящих и растекающихся в стороны конвективных течений вещества мантии. Раздвиг вдоль оси срединно-океанических хребтов заполняется базальтовой магмой, что приводит к образованию новой океанической коры. В области глубоководных желобов, расположенных по периферии океанов, происходит сдвиг литосферных плит. Результатом этого процесса является перемещение литосферных плит, сжатие и погружение океанических плит под континентальные. Кроме того, происходит смещение литосферных плит относительно друг друга вдоль так называемых трансформных разломов, образующихся перпендикулярно срединно-океаническим хребтам.

Периодические излияния базальтовой магмы в области рифтовых

зон сопровождаются образованием линейных магнитных аномалий, для которых установлен точный геологический возраст. Следовательно, появилась возможность точной датировки осадков в океане по возрасту. Изучение содержания в остатках микроорганизмов стабильных изотопов кислорода и углерода ^{18}O и ^{13}C дало возможность определить температуру воды в океане в различные эпохи геологического прошлого Земли и выявить тенденцию климатических изменений, поскольку концентрация этих изотопов является функцией температуры и солености воды.

Данные истории осадконакопления в океанах совместно с палеомагнитными и палеоклиматическими данными подтверждают представления о том, что в течение геологической истории происходило изменение лика нашей планеты благодаря непрерывным перемещениям литосферных плит. Несмотря на, казалось бы, небольшие скорости перемещений, имеющие порядок сантиметра за год, в течение сотен миллионов лет литосферные плиты перемещались на тысячи километров. Таким образом, положение суши и океана на поверхности Земли существенно изменялось во времени.

Указанные данные свидетельствуют о том, что в восточном полушарии 570 млн лет назад существовал один континент Гондвана, включавший соединенные друг с другом Африканскую, Южно-Американскую, Австралийскую, Индостанскую и Антарктическую литосферные плиты. В западном полушарии вблизи экватора располагались Северо-Американский, Восточно-Европейский, Сибирский и Китайский континенты. Около 400 млн лет назад образовалась Евразия. Примерно через 100 млн лет к этому континенту присоединились Сибирский и Китайский материки и возник второй суперконтинент Лавразия. Гондвана и Лавразия разделялись океаном Тетис. Кроме того, существовал и Тихий океан.

В дальнейшем произошло объединение Гондваны и Лавразии в единый континент и 270 млн лет назад на земном шаре располагался один океан и один континент Пангея. Через 50 млн лет Пангея начала распадаться и 200 млн лет назад вновь образовалось два континента, Гондвана и Лавразия, разделенные океаном Тетис. В дальнейшем процесс дробления указанных двух континентов продолжался. 100 млн лет назад произошло разделение Африки, Южной Америки и Антарктико-Австралийской плиты, закрытие океана Тетис и превращение его в Средиземное море, с одной стороны, и образование Атлантического океана, с другой. Еще через 50 млн лет произошло разделение Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, присоединение к последней Индийской плиты и отделение Австралийской плиты

2

2. Основные факторы формирования климата

2.1. Климатическая система и климатообразующие факторы

от Антарктической. Этот процесс завершился образованием Панамского перешейка, который явился барьером для Атлантико-Тихоокеанического тропического течения. В результате сформировалась система океанических течений Гольфстрим и Канарского в Атлантическом океане, Куроиси, Оясио и Калифорнийского в Тихом океане.

Совершенно ясно, что перераспределение суши и океана на поверхности Земли, изменение географических широт континентов приводило к изменению циркуляции атмосферы и климата планеты. Поскольку материка в отличие от океана обладают большой отражательной способностью, перемещение континентов в полярные широты приводило к значительному похолоданию климата и образованию больших ледников. Уровень Мирового океана понижался при оледенении континентов и возрастал при таянии ледников на десятки метров. Кроме того, в зависимости от скорости раздвижения литосферных плит объем срединно-океанических хребтов и глубина океанических впадин во времени менялись, что также приводило к периодическому затоплению больших участков суши или уменьшению уровня океана. Таким образом, менялось не только положение континентов, но и соотношение между площадью суши и океана, что оказывало большое влияние на состояние климатической системы в целом.

В процессе развития Земли происходило изменение не только свойств подстилающей поверхности, обусловленное тектонической активностью, но и состава атмосферы. С последним тесно связана эволюция биосферы.

Таким образом, динамика климатической системы определяется совокупностью взаимно связанных внешних и внутренних факторов, находящихся в процессе постоянного изменения и развития. Даже в предположении неизменности количества поступающей на границу атмосферы солнечной радиации изменение географических климатообразующих факторов, о которых велась речь, могло обусловить значительные колебания климата в процессе эволюции Земли.

Состав климатообразующих факторов, которые в той или иной мере должны учитываться при изучении климата, определяется методом изучения климатической системы, характером взаимосвязей между ее звеньями. Наиболее полным является описание климатической системы как единой физической системы. В этом случае ее состояние должна отражать сложная система уравнений динамики, описывающих изменение во времени и пространстве переменных характеристик всех звеньев климатической системы.

В качестве воздействий, поступающих на вход климатической системы, должны рассматриваться внешние климатообразующие факторы, а свойства звеньев климатической системы, такие как, например, топография поверхности суши и дна океана, распределение суши и океана на поверхности Земли, а также внешние геофизические факторы, например, размер и форма Земли, должны определяться граничными условиями.

Уровень наших знаний пока не дает возможности осуществить такое полное описание климатической системы. Поэтому идут по пути физически обоснованных упрощений. В современной теории климата в качестве внутренней климатической системы рассматривается совокупность двух ее подсистем – атмосферы и океана. Другие звенья климатической системы считаются внешними неизменными ее составляющими. Их состояние задается рядом граничных условий, посредством которых отражается влияние на динамику такой внутренней климатической системы перечисленных выше внешних и внутренних климатообразующих факторов. Наконец, можно в качестве внутренней климатической системы рассматривать только атмосферу. Тогда внешними климатообразующими факторами следует считать характеристики, определяющие особенности энергетического взаимодействия между атмосферой и другими звеньями климатической системы, распределение на поверхности Земли океанов и материков, особенности рельефа земной поверхности, а внутренними климатообразующими факторами – общую циркуляцию атмосферы и влагооборот. Именно с этих позиций будет производиться дальнейшее изучение условий формирования климата нашей планеты.

2.2.

Энергетические взаимодействия между звеньями климатической системы

2.2.1

Поступление солнечной энергии на Землю

Распределение солнечной энергии на верхней границе атмосферы. Солнце является источником энергии для климатической системы. Количество лучистой энергии Солнца, приходящей на верхнюю границу атмосферы, как указывалось выше, принято характеризовать солнечной постоянной. Международная комиссия по радиации рекомендовала в качестве стандартного значения солнечной постоянной

2

2. Основные факторы формирования климата

2.2. Энергетические взаимодействия климатической системы

величину $I_0 = 1,37 \text{ кВт/м}^2$. Этой величине соответствует полная мощность солнечного излучения, называемая светимостью Солнца и равная $3,9 \cdot 10^{23} \text{ кВт}$.

В большинстве районов Земли солнечная радиация поступает не перпендикулярно к единичной площадке, а под некоторым углом h_0 , называемым угловой высотой Солнца. Поэтому поток солнечного тепла на горизонтальную площадку, или инсоляция I , уменьшается по сравнению с величиной I^* , представленной равенством (2.1), пропорционально синусу угловой высоты Солнца. Последняя является функцией склонения Солнца δ , широты места φ и времени суток, определяемого часовым углом ψ . С учетом этой зависимости инсоляцию можно выразить следующим образом:

$$I = \frac{I_0}{R^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \psi), \quad (2.7)$$

где $R^2 = r^2/r_0^2$, r_0 — среднее расстояние Земли от Солнца.

Напомним, что склонение Солнца — это угол между направлением на Солнце и плоскостью экватора. Часовым углом называется угол, отсчитываемый на запад от плоскости меридиана до плоскости, проходящей через Солнце и полюсы мира. Склонением Солнца определяется время года.

С точки зрения генезиса климата представляет интерес интегральная за сутки инсоляция. Очевидно, она равна суммарному количеству солнечной радиации, которая поступает в период от восхода Солнца $-t_0$ до захода $+t_0$, если за начало отсчета принять местный полдень. Интегрирование равенства (2.7) в указанных пределах дает для суточной радиации Q следующее выражение:

$$Q = \frac{2I_0}{R^2} \left(t_0 \sin \varphi \sin \delta + \frac{\Pi}{2\pi} \cos \varphi \cos \delta \sin \frac{2\pi}{\Pi} t_0 \right). \quad (2.8)$$

где Π — период вращения Земли.

Можно показать, что в периоды весеннего и осеннего равноденствий ($\delta = 0$) суточная инсоляция определяется только широтой

$$Q = \frac{I_0 \Pi}{\pi} \cos \varphi. \quad (2.9)$$

Наибольшего значения в этом случае суточная инсоляция достигает на экваторе и составляет $37,70 \text{ МДж/м}^2$. С увеличением широты она уменьшается, достигая нуля на полюсе. Таким образом, суточная

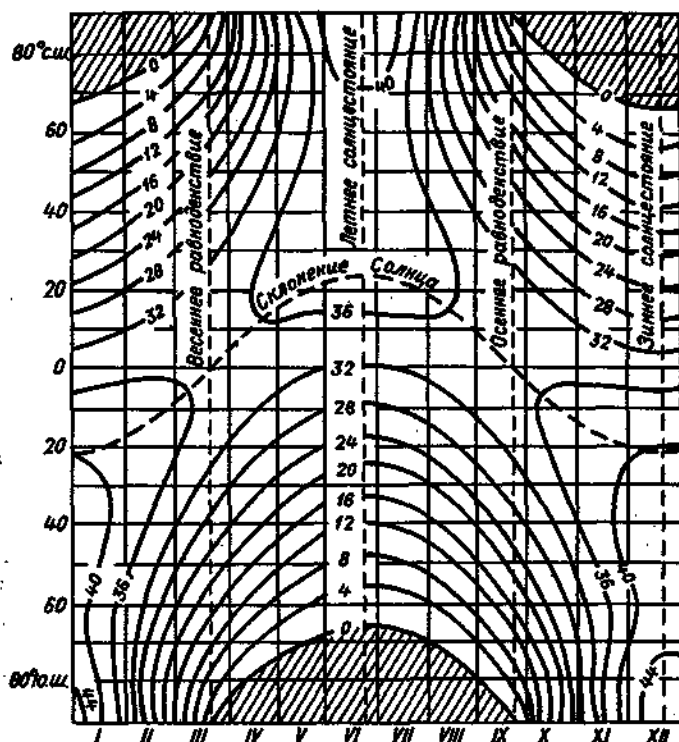


Рис. 2.3. Суточная инсоляция на верхней границе атмосферы (МДж/м^2) при $I_0 = 1,37 \text{ кВт/м}^2$ как функция широты и времени года.

инсоляция зависит только от времени года и широты места. На рис. 2.3 приводится эта зависимость.

В зимнем полушарии в полярных областях Солнце не показывает над горизонтом и инсоляция равна нулю. В период зимнего солнцестояния (для северного полушария) она равна нулю, начиная с широты $66,6^\circ$, на экваторе суточная инсоляция в это время равна 36 МДж/м^2 .

Летом в соответствующем полушарии зональность суточной инсоляции существенно уменьшается по сравнению с зимними месяцами. В период летнего солнцестояния (для северного полушария) суточная инсоляция на полюсе достигает максимума, равного 46 МДж/м^2 , на экваторе в это время она составляет 33 МДж/м^2 .

Увеличение суточной инсоляции от экватора к полюсу происходит

2

2. Основные факторы формирования климата

2.2. Энергетические взаимодействия климатической системы

неравномерно. Летом в северном полушарии наблюдаются вторичные максимумы между 40 и 45° с.ш., (он составляет 42 МДж/м^2) и между 60 и 65° с.ш. (около 41 МДж/м^2). Несмотря на это, годовая инсоляция в районе экватора оказывается значительно больше, чем в полярных районах, поскольку амплитуда ее колебания на экваторе невелика, в то время как над полюсом она изменяется от нуля в зимние месяцы до указанной выше величины летом. Таким образом, в целом за год преобладает зональное распределение инсоляции.

В связи с сезонными колебаниями расстояния между Землей и Солнцем, имеет место хорошо проявляющаяся асимметрия в распределении инсоляции по полушариям. Летняя суточная инсоляция в южном полушарии больше, чем в северном, а зимняя меньше. Тем не менее в целом за год асимметрия в распределении инсоляции сглаживается, и на одинаковых широтах обоих полушарий на верхнюю границу атмосферы поступает примерно одинаковое количество солнечной радиации.

Зависимость инсоляции от времени года выражается через склонение Солнца δ и относительное расстояние между Землей и Солнцем R . Чтобы определить инсоляцию за летнее и зимнее полугодия, необходимо проинтегрировать выражение (2.8) по δ с учетом изменения расстояния R . Результат интегрирования от точки весеннего равноденствия, когда долгота Солнца на эклиптике равна нулю (21 марта), до точки осеннего равноденствия, когда долгота Солнца равна π (23 сентября), дает следующее выражение для летней инсоляции:

$$Q_S = \frac{Q_0}{2} + \frac{I_0 T_0}{2\pi \sqrt{1-e^2}} \sin \epsilon \sin \varphi. \quad (2.10)$$

Соответствующая формула для зимней инсоляции Q_N , которая является результатом интегрирования равенства (2.8) от точки осеннего до точки весеннего равноденствия, имеет вид

$$Q_N = \frac{Q_0}{2} - \frac{I_0 T_0}{2\pi \sqrt{1-e^2}} \sin \epsilon \sin \varphi. \quad (2.11)$$

В формулах (2.10) и (2.11) Q_0 — годовая инсоляция, $T_0 = 365,2422$ солнечных суток (длина года), ϵ — угол наклона плоскости земного экватора к плоскости эклиптики (он равен $23,4457^\circ$), $e = 0,0167$ —

Летняя, зимняя и годовая инсоляция на различных широтах (10^8 МДж/м²)

$\varphi^\circ \dots$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$Q_S \dots$	6,72	7,12	7,31	7,33	7,12	6,74	6,24	5,80	5,63	5,57
$Q_W \dots$	6,72	6,15	5,40	4,52	3,52	2,47	1,40	0,56	0,13	0
$Q_0 \dots$	13,44	13,27	12,71	11,85	10,64	9,21	7,64	6,36	5,76	5,57

эксцентриситет земной орбиты. Значения летней, зимней и годовой инсоляции приводятся в табл. 2.1. Приведенные выше данные инсоляции одинаковы как в северном, так и в южном полушарии. Это следует из формул (2.10) и (2.11), если иметь в виду, что соответствующие широты в южном полушарии следует брать со знаком минус. Однако продолжительность астрономических полугодий в разных полушариях разная. В северном полушарии для продолжительности астрономических полугодий справедливы формулы:

$$T_S = \frac{T_0}{2} \left(1 + \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_{\pi} \right), \quad (2.12)$$

$$T_N = \frac{T_0}{2} \left(1 - \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_{\pi} \right), \quad (2.13)$$

в которых λ_{π} — долгота перигелия земной орбиты. Из этих формул следует, что продолжительность летнего астрономического полугодия больше продолжительности зимнего астрономического полугодия на величину

$$T_S - T_N = \frac{4T_0}{\pi} e \sin \lambda_{\pi},$$

что составляет 7,6557 солнечных суток при современном значении $e \sin \lambda_{\pi} = 0,016454$.

Таким образом, летнее астрономическое полугодие в южном полушарии короче летнего астрономического полугодия в северном полушарии более чем на 7 сут. Это же относится и к зимнему астрономическому полугодию в северном полушарии. Поэтому суммы солнечной энергии за астрономические полугодия неудобны для использования. М. Миланкович предложил рассматривать вместо них полугодия одинаковой длины $T_0/2$, когда на данной широте любое значение суточной инсоляции в летнее полугодие больше любого значения

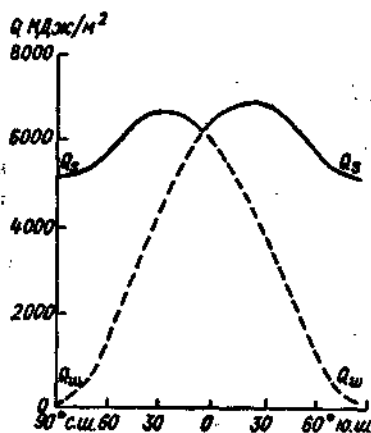


Рис. 2.4. Суммы тепла за калорические полугодия для различных широт северного и южного полушарий.

Сплошные кривые — летнее полугодие, пунктирные кривые — зимнее полугодие.

суточной инсоляции в зимнее полугодие. Такие полугодия называются калорическими. Формулы для инсоляции в летнее и зимнее калорические полугодия имеют вид:

$$Q_S = \frac{Q_0}{2} + \frac{I_0 T_0}{2\pi} \left(\sin \epsilon \sin \varphi - \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_n \cos \varphi \right), \quad (2.14)$$

$$Q_N = \frac{Q_0}{2} - \frac{I_0 T_0}{2\pi \sqrt{1-e^2}} \left(\sin \epsilon \sin \varphi - \frac{4}{\pi} e \sin \lambda_n \cos \varphi \right). \quad (2.15)$$

На рис. 2.4 приводятся суммы тепла в МДж/м² за калорические полугодия в зависимости от широты для северного и южного полушарий. Из рисунка следует, что для калорических полугодий в отличие от астрономических летняя и зимняя инсоляция в различных полушариях неодинакова. Как в северном, так и в южном полушарии максимум летней инсоляции наблюдается на широте 30°. Однако летний максимум в южном полушарии несколько превышает по значению летний максимум в северном полушарии. Зимняя инсоляция в южном полушарии, наоборот, меньше зимней инсоляции в северном полушарии на одной и той же широте.

Из равенств (2.14) и (2.15) следует, что для данной широты измене-

ние характеристик орбитального движения Земли не сказывается на годовых суммах инсоляции. Но под их воздействием солнечная энергия может перераспределяться по широтам и сезонам и, следовательно, оказывает влияние на формирование климата. Особенности влияния на климат изменений параметров орбиты Земли обсуждались в предыдущей главе.

Трансформация солнечной энергии в атмосфере Земли. Солнечная радиация, поступившая на верхнюю границу атмосферы, на пути к земной поверхности проходит всю толщу атмосферы и значительно ослабляется. Физическими процессами, обуславливающими ослабление солнечной радиации в атмосфере, являются поглощение ее термодинамически активными примесями и рассеяние.

Коротковолновое излучение Солнца охватывает спектральный интервал от 0,1 до 4 мкм. На ультрафиолетовую часть спектра (0,1–0,39 мкм) приходится 8 %, на видимую часть спектра (0,39–0,76 мкм) – 56 %, на ближнюю инфракрасную область (0,76–4 мкм) – 36 % общей энергии солнечного излучения. В реальных условиях инфракрасная радиация у земли больше благодаря влиянию водяного пара.

Солнечная радиация, достигающая поверхности Земли, резко обрывается на длине волны около 0,3 мкм. Причиной этого является то, что солнечная радиация с длиной волны $\lambda < 0,36$ мкм почти полностью поглощается озоном. Кроме того, озон имеет полосы поглощения и в видимой части спектра 0,44–1,18 мкм (полосы Шанпюи). Особенно сильным является поглощение в диапазоне 0,22–0,29 мкм (полосы Хартли) и в диапазоне 0,31–0,36 мкм (полосы Хеггинса). Ультрафиолетовое излучение поглощается также кислородом в полосе 0,13–0,24 мкм.

Водяной пар и углекислый газ имеют полосы поглощения, приходящиеся в основном на ближнюю инфракрасную область. По данным К. Я. Кондратьева, водяной пар и углекислый газ поглощают солнечную радиацию в количестве примерно 3,8 % солнечной постоянной. Часть солнечной радиации в ближней инфракрасной области поглощает атмосферный аэрозоль.

Рассеяние коротковолнового излучения в атмосфере происходит на микронеоднородностях воздуха, на частицах аэрозоля и облачных частицах. На неоднородностях или частицах с размерами меньше длины волны происходит рэлеевское рассеяние, на более крупных частицах аэрозоля – рассеяние с сильно вытянутой индикатрисой.

Поглощение солнечной радиации термодинамически активными примесями, особенно озоном, играет большую роль в формировании полей температуры и давления в стратосфере, мезосфере и термосфере.

2

2. Основные факторы формирования климата

2.2. Энергетические взаимодействия климатической системы

С точки зрения климатообразования, преобладающую роль играет тропосфера, где сосредоточена большая часть массы атмосферы Земли. Поэтому представляет интерес та часть инсоляции, которая доходит до подстилающей поверхности в виде прямой и рассеянной радиации. Эту радиацию называют суммарной солнечной радиацией. Именно суммарная радиация поглощается поверхностью суши и океана, что приводит к возникновению сложных механизмов теплообмена между различными элементами климатической системы. Если обозначить потоки прямой и рассеянной радиации соответственно через I и i , то суммарная радиация равна

$$S = I + i. \quad (2.16)$$

Интегральные потоки прямой и рассеянной радиации зависят от оптической массы атмосферы τ , а также угловой высоты Солнца $h_{\odot}$. Эта зависимость имеет вид

$$S = \frac{I_0 \sin h_{\odot}}{1 + 2\epsilon \tau \operatorname{cosec} h_{\odot}}, \quad (2.17)$$

где ϵ – некоторый множитель, зависящий от угловой высоты Солнца.

Наибольшая угловая высота Солнца в местный полдень и оптическая масса атмосферы зависят от широты места. Поэтому можно найти зависимость суточного количества суммарной радиации от широты. Она показана на рис. 2.5. Из рисунка следует, что поток суммарной радиации при безоблачном небе быстро растет от приполярных районов до 50° ш, затем, медленно возрастая, достигает максимума у экватора.

Большое влияние на ослабление солнечной радиации оказывает

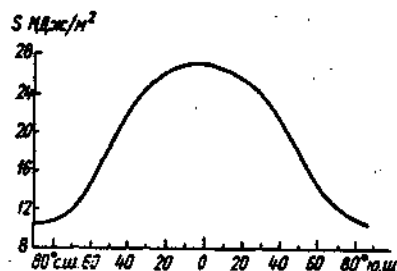


Рис. 2.5. Зависимость от широты средних за год потоков суточных сумм суммарной радиации при безоблачном небе.

облачность. Если под влиянием безоблачной атмосферы поток солнечной радиации ослабляется в среднем на 20 %, то облачность ослабляет солнечную радиацию еще на 20–30 %. Таким образом, земной поверхности достигает в среднем 50–60 % солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы. Как показали исследования, зависимость суммарной радиации от количества облачности может быть представлена в виде

$$S = S_0 [1 - (a + bp)/n]. \quad (2.18)$$

где S_0 – поток суммарной радиации в отсутствие облачности, n – количество облаков в долях единицы, a и b – коэффициенты регрессии, зависящие от широты. Формула показывает, что если при безоблачном небе на землю попадает 80 % инсоляции, то при $n = 0,5$ ее доля уменьшается до 65 %, а при $n = 1$ – до 20 %.

На рис. 2.6 представлено географическое распределение годовой суммарной радиации. Из него следует, что годовая суммарная радиация на земном шаре меняется от значений, несколько меньших 2400 МДж/м², до значений, превышающих 8000 МДж/м². Самые большие значения суммарной радиации соответствуют поясам высокого давления северного и южного полушарий, поскольку именно над этими районами наблюдается наименьшее количество облаков. Некоторое уменьшение годовой суммарной радиации наблюдается в экваториальных широтах. Это связано с тем, что по сравнению с субтропиками повторяемость пасмурного неба над экватором увеличивается.

От поясов высокого давления к северу и к югу суммарная радиация уменьшается, причем распределение ее изолиний носит в основном зональный характер. Нарушение зональности связано с неравномерным распределением облачности и происходит там, где интенсивная циклоническая деятельность. Это районы западного побережья Канады, северная часть Европы, юго-западное побережье Южной Америки и др. Нарушение зональности наблюдается и в области действия муссонной циркуляции (Индостан, восточное побережье Азии), а также там, где хорошо развита пассатная инверсия (восточные районы тропических зон океанов).

Особенно быстро суммарная радиация убывает к полюсам зимних полушарий. Это связано, во-первых, со снижением полуденной высоты Солнца и, во-вторых, с уменьшением продолжительности дня. Если в зимние месяцы в низких широтах, суммарная радиация составляет за месяц около 600 МДж/м², то на широтах, больших 66,5°, она становится равной нулю.

В летнем полушарии высокие значения суммарной радиации

2

2. Основные факторы формирования климата

2.2. Энергетические взаимодействия климатической системы

устанавливаются на всех широтах, и поэтому изменения ее с широтой невелики. Наибольшее количество суммарной радиации получают тропические и субтропические пустыни. Большое количество суммарной радиации летом поступает также в полярные районы, где влияние небольшой угловой высоты Солнца компенсируется большей продолжительностью дня.

2.2.2

Радиационный баланс подстилающей поверхности

Как было показано, коротковолновая радиация Солнца, проходя через атмосферу Земли, частично поглощается термодинамически активными примесями, частично рассеивается и поступает на подстилающую поверхность в виде суммарной радиации. Ослабление солнечной радиации в атмосфере является одним из многочисленных механизмов взаимодействия атмосферы с другими звеньями климатической системы, совокупность которых при соприкосновении с атмосферой образует некоторую граничную поверхность, называемую подстилающей поверхностью. Атмосфера выступает в роли своего рода фильтра, определяющего, какая часть инсоляции поступает на подстилающую поверхность. Однако этим радиационное взаимодействие между атмосферой и другими звеньями климатической системы не ограничивается, поскольку суша, океан, криосфера и биосфера, поглощая определенную часть коротковолновой радиации Солнца, сами излучают в области длинных волн. Атмосфера также излучает длинноволновую радиацию в направлении подстилающей поверхности. Соотношение указанных выше потоков лучистой энергии на подстилающей поверхности характеризует радиационный баланс. Таким образом, под радиационным балансом подстилающей поверхности мы будем понимать сумму всех лучистых потоков, поглощенных и излученных подстилающей поверхностью.

Поступившая на подстилающую поверхность суммарная радиация S не поглощается полностью. Часть ее отражается. Долю отраженной части суммарной радиации Солнца характеризует альbedo α . Следовательно, можно определить поглощенную часть суммарной радиации S' следующим образом:

$$S' = S - \alpha S = S(1 - \alpha). \quad (2.19)$$

Альbedo принадлежит большая роль в радиационном балансе подстилающей поверхности. Теоретически значения альbedo могут изменяться от нуля для абсолютно черной поверхности до единицы

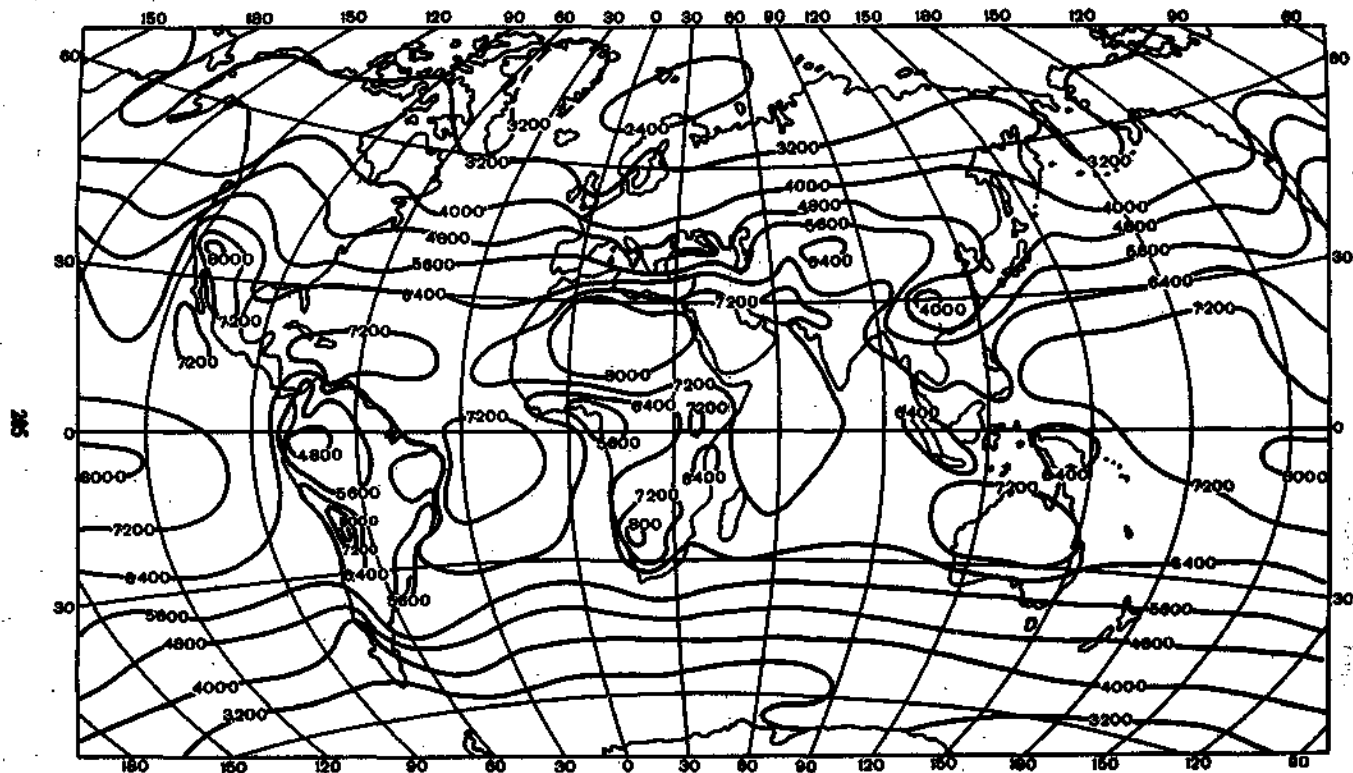


Рис. 2.6. Географическое распределение годовых сумм суммарной солнечной радиации ($\text{МДж}/\text{м}^2$)

Таблица 2.2

Альbedo естественных поверхностей. По М. И. Будыко

Вид поверхности	Альbedo	Вид поверхности	Альbedo
Снег и лед		Поля, луга, тундра	
Свежий сухой снег	0,85—0,95	Поля ржи и пшеницы	0,10—0,25
Чистый влажный снег	0,60—0,70	Картофельные поля	0,15—0,25
Загрязненный снег	0,40—0,50	Хлопковые поля	0,20—0,25
Морской лед	0,30—0,40	Луга	0,15—0,25
		Сухая степь	0,20—0,30
		Тундра	0,15—0,20
Обнаженная почва		Древесная растительность	
Темные почвы	0,05—0,15	Хвойные леса	0,10—0,15
Влажные серые почвы	0,10—0,20	Лиственные леса	0,15—0,20
Сухие глинистые или серые почвы	0,20—0,35	Лес при снежном покрове	
Сухие светлые песчаные почвы	0,35—0,40	неустойчивом	0,25—0,30
		устойчивом	0,40—0,45

для поверхности, полностью отражающей электромагнитные волны. Имеющиеся данные экспериментов показывают, что значения альbedo естественных подстилающих поверхностей меняются практически в указанных пределах, находясь в зависимости от их физических свойств.

В табл. 2.2 представлены типичные значения альbedo для различных видов поверхности суши, по М. И. Будыко.

Характер подстилающей поверхности меняется в течение года, особенно сильно на континентах в средних широтах. Поэтому альbedo подстилающей поверхности имеет годовой ход. На рис. 2.7 представлен годовой ход альbedo земной поверхности для района Ленинграда.

Исследования показали, что альbedo поверхности суши может иметь суточный ход. Он обусловлен изменением отражательной способности шероховатых подстилающих поверхностей в зависимости от изменения угла падения солнечных лучей. Чем меньше угол падения, тем сильнее отражается солнечный луч, и наоборот.

Альbedo водной поверхности определяется углом падения солнеч-

лучей на водную поверхность z_n , поскольку чистая вода отражает свет по закону Френеля:

$$\alpha_{n0} = \frac{1}{2} \left[\frac{\sin^2(z_n - z_0)}{\sin^2(z_n + z_0)} + \frac{\tan^2(z_n - z_0)}{\tan^2(z_n + z_0)} \right], \quad (2.28)$$

где z_0 — угол преломления.

При положении Солнца в зените альbedo спокойного моря для прямой радиации составляет 0,02. С увеличением зенитного расстояния Солнца z_n альbedo возрастает, достигая 0,35 при $z_n = 85^\circ$. Волнение моря изменяет z_n и существенно уменьшает диапазон значений альbedo, приводя к его возрастанию при большом z_n из-за увеличения вероятности попадания лучей на наклонную волновую поверхность, и к уменьшению — при малом z_n . Волнение оказывает влияние на отражательную способность океана не только из-за наклонов взволнованной поверхности относительно направления солнечных лучей, но и из-за образования пузырьков воздуха в воде. Эти пузырьки в значительной степени рассеивают свет, увеличивая выходящую из океана рассеянную радиацию. Поэтому альbedo при большом волнении океана, когда образуется пена и барашки, под влиянием обоих факторов возрастает.

Рассеянная радиация поступает на водную поверхность под различными углами. Интенсивность лучей различных направлений меняется при изменении высоты Солнца, от которой зависит интенсивность рассеяния солнечного света в безоблачной атмосфере. Интенсивность рассеяния солнечной радиации зависит также от распределения облаков по небесному своду. Поэтому альbedo поверхности океана для рассеянной радиации не постоянно. Однако оно меняется в более узких пределах — от 0,05 до 0,11.

Таким образом, альbedo водной поверхности для суммарной радиации меняется в зависимости от высоты Солнца, соотношения прямой и рассеянной радиации, волнения поверхности моря. Следует

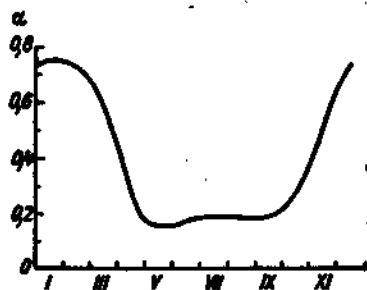


Рис. 2.7. Годовой ход альbedo водной поверхности в районе Ленинграда.

иметь в виду, что северные части океанов в большей мере покрыты льдами. Поэтому при исследовании отражательной способности океанов необходимо рассматривать альbedo льда. На рис. 2.8 показано изменение альbedo арктических льдов с широтой. Оно существенно меняется, уменьшаясь от полюса до южной кромки плавучих льдов на 23 %. Этому изменению альbedo соответствует повышение средней температуры воздуха в период полярного дня на 11°C . Таким образом, имеет место зависимость альbedo арктических льдов от температуры воздуха. От температуры воздуха зависит состояние поверхности льдов и их толщина. При положительных температурах происходит таяние льдов, что приводит к образованию на его поверхности снежицы различной глубины, ледяных бугров, трещин, а следовательно, к уменьшению альbedo.

Подстилающая поверхность, получая коротковолновую радиацию Солнца, нагревается и излучает энергию. Поскольку температура поверхности Земли намного ниже температуры Солнца, то в соответствии с законом смещения длины волны (закон Вина) излучаемая земной поверхностью энергия приходится на инфракрасный участок спектра ($\lambda > 4 \text{ мкм}$).

В соответствии с законом Кирхгофа, поток излучения поверхности абсолютно черного тела пропорционален четвертой степени ее абсолютной температуры. Однако земную поверхность нельзя рассматривать как абсолютно черное тело. Анализ спектров излучения различных подстилающих поверхностей показал, что с достаточной степенью точности земную поверхность можно рассматривать как серое тело. Это значит, что излучение земной поверхности при всех длинах волн отличается на один и тот же множитель от излучения абсолютно черного тела, которое имеет температуру, одинаковую с температурой земной поверхности. Следовательно, лучистый поток тепла с подстила-

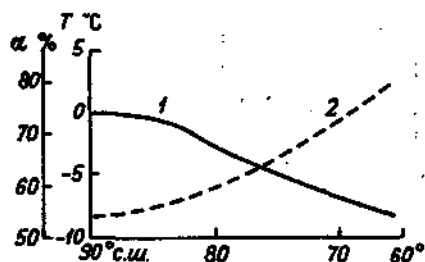


Рис. 2.8. Зависимость от широты альbedo морских льдов (1) и температуры воздуха (2) в Арктике в апреле—сентябре. По И. Д. Строгановой.

ющей поверхности может быть определен на основе закона Кирхгофа следующим образом:

$$B_0 = \delta \sigma T^4, \quad (2.21)$$

где T – температура земной поверхности в абсолютной шкале, σ – постоянная Стефана – Больцмана, δ – относительный коэффициент излучения. Значения коэффициента излучения для различных подстилающих поверхностей мало меняются. По данным измерения $0,85 < \delta < 0,99$. Наибольшей излучательной способностью для инфракрасной радиации обладает снег ($\delta = 0,986...0,995$), наименьшей – вода ($\delta = 0,893...0,910$). В среднем $\delta = 0,95$.

Поток теплового излучения земной поверхности значительно меньше потока солнечной энергии, поступающей на верхнюю границу атмосферы. Однако он сравним с потоком солнечной радиации S , поступающей на поверхность Земли.

Как и земная поверхность, атмосфера излучает радиацию в инфракрасном диапазоне. Но излучение атмосферы имеет более сложный характер, чем излучение земной поверхности. Это определяется тем, что по закону Кирхгофа энергию излучают лишь те газы, которые ее поглощают, т.е. термодинамически активные примеси атмосферы O_3 , CO_2 и H_2O . Кроме того, излучение этих газов носит сложный селективный характер. Например, водяной пар имеет сильную полосу поглощения в диапазоне $5,5 \text{ мкм} < \lambda < 7,1 \text{ мкм}$ и $\lambda > 17 \text{ мкм}$, а в области $8,5 < \lambda < 12 \text{ мкм}$ он практически прозрачен для инфракрасной радиации. Поэтому указанный участок спектра называют окном прозрачности. Наиболее сильное поглощение CO_2 приходится на диапазон $12,9 \text{ мкм} < \lambda < 17,1 \text{ мкм}$, где энергия излучения земной поверхности достаточно велика. Как указывалось ранее, озон имеет несколько полос поглощения. Одна из них приходится на $\lambda = 9,6 \text{ мкм}$, т.е. на окно прозрачности.

Интенсивность излучения зависит от массы термодинамически активных примесей. Поскольку наиболее активным поглотителем инфракрасной радиации является водяной пар, интегральное излучение атмосферы выражается через давление водяного пара, а влияние других газов учитывается с помощью определенных коэффициентов. Существует ряд такого рода эмпирических зависимостей. Наибольшее применение в климатологических расчетах нашла формула Д. Брента

$$B_a = \sigma T^4 (a_1 + b_1 \sqrt{e}), \quad (2.22)$$

где e – парциальное давление водяного пара. Коэффициенты a_1 и b_1 зависят от массы других излучающих субстанций. Они меняются

следующим образом: $a_1 = 0,5 \dots 0,7$; $b_1 = 0,05 \dots 0,08 \text{ гПа}^{-1/2}$.

Часть длинноволнового излучения атмосферы, направленная к подстилающей поверхности, называется противоиzlучением атмосферы, или встречным излучением. Поток встречного излучения, таким образом, представляет собой количество инфракрасной радиации, поступающей от атмосферы к единице площади земной поверхности в единицу времени. Так как земная поверхность не является абсолютно черным телом, то ею поглощаются не все противоиzlучения атмосферы, а часть, равная δB_0 . Следовательно, потеря тепла подстилающей поверхностью определяется разностью излучаемого B_0 и поглощаемого δB_0 потоков тепла. Она называется эффективным излучением B^*

$$B^* = B_0 - \delta B_0. \quad (2.23)$$

Температура атмосферы чаще всего ниже температуры земной поверхности, поэтому в большинстве случаев $B_0 > \delta B_0$ и $B^* > 0$. Это означает, что вследствие длинноволнового излучения земная поверхность теряет энергию. Лишь при очень сильных инверсиях температуры зимой, а весной при таянии снега и при большой облачности $\delta B_0 > B_0$ и $B^* < 0$. Такие условия наблюдаются, например, в области сибирского антициклона.

Из сказанного следует, что приходную часть радиационного баланса составляет поглощенная суммарная коротковолновая радиация Солнца, а расходную — длинноволновое эффективное излучение. Для радиационного баланса земной поверхности можно записать следующую формулу:

$$R = S(1 - \alpha) - B^*. \quad (2.24)$$

При рассмотрении радиационного баланса поверхности океана следует иметь в виду еще одну особенность. Она заключается в способности коротковолновой радиации Солнца проникать на большую глубину, чем длинноволновая. Поэтому в качестве деятельного слоя рассматривается слой, в котором поглощается вся длинноволновая радиация и $(1 - \delta)$ часть коротковолновой радиации. Таким образом, радиационный баланс океана R_0 определяется следующим соотношением:

$$R_0 = S(1 - \alpha)(1 - \delta) - B^*. \quad (2.25)$$

Рассмотрим географическое распределение радиационного баланса

земной поверхности. Прежде всего, имеются существенные различия в поступлении суммарной радиации на океаническую поверхность и поверхность суши в тропических и субтропических зонах. Они обусловлены неодинаковым распределением облачности. Кроме того, как было показано выше, океан и суша различаются по отражательной способности. Поэтому имеются различия в распределении радиационного баланса над сушей и океаном. Это создает определенные особенности географического распределения годовых сумм радиационного баланса. Оно представлено на рис. 2.9.

Годовые суммы радиационного баланса поверхности суши изменяются от значений меньше 200 МДж/м² в Антарктиде до 3700–4000 МДж/м² в тропических широтах. В средних и высоких широтах полушарий имеет место зональное распределение радиационного баланса, которое нарушается в областях, где существенно увеличивается облачность под действием циклонической деятельности. В различных географических зонах высоких и умеренных широт годовые суммы радиационного баланса достигают следующих значений:

	R_0 МДж/м ²
Арктическая тундра.....	< 480
Тундра, лесотундра	400–800
Северная и средняя тайга	800–1000
Смешанные, лиственные леса и степи умеренных широт	1200–1450

В субтропической, тропической и экваториальной зонах особенности циркуляции атмосферы определяют различный режим влажности и облачности. Поэтому годовые значения радиационного баланса в этих зонах составляют 2300–2900 МДж/м². Наименьшие значения радиационного баланса относятся к областям субтропических и тропических пустынь и являются следствием большого альбедо и больших потерь тепла за счет эффективного излучения.

Географическое распределение радиационного баланса на поверхности океанов во многом сходно с распределением суммарной радиации. Наибольшие значения его, достигающие 5800 МДж/м² в год, приходятся на тропические и субтропические зоны океанов, наименьшие – на границы плавучих льдов и составляют 600–800 МДж/м².

Представляют интерес значения радиационного баланса в летние и зимние месяцы. Над сушей в январе в полярных и умеренных широтах наблюдается отрицательный радиационный баланс, изменяющийся от –40 до –90 МДж/м² за месяц. В тропических широтах радиационный баланс положителен и составляет 120–200 МДж/м². Летом радиационный баланс положителен над всем летним полушарием и колеблется

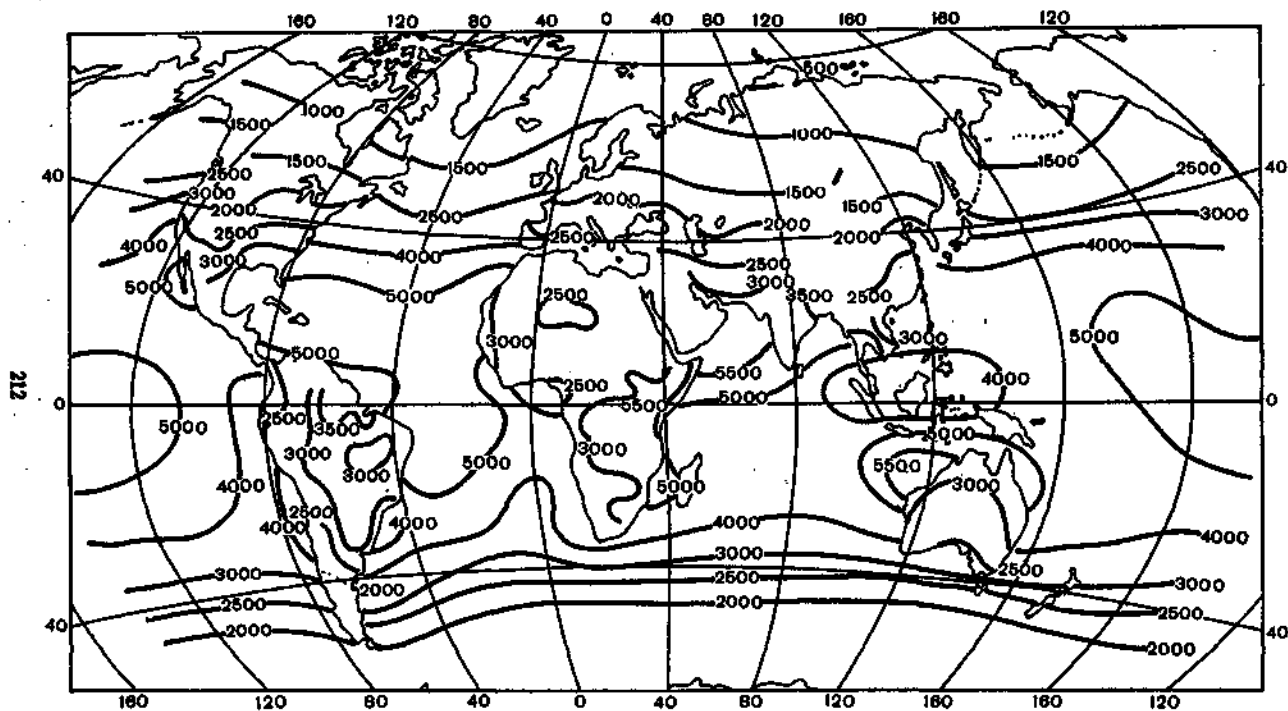


Рис. 2.9. Радиационный баланс земной поверхности за год (МДж/м^2).

примерно от 200 МДж/м² за месяц в полярных районах до 350 МДж/м² в тропических районах.

В зимние месяцы радиационный баланс океанов изменяется от 350–400 МДж/м² за месяц в экваториальных районах до небольших отрицательных значений в полярных районах. Зимой радиационный баланс становится отрицательным в обоих полушариях уже начиная с широты 45°. В летние месяцы максимальные значения радиационного баланса над океанами в тропических широтах составляют около 600 МДж/м² за месяц, а минимальные – в полярных районах, 350–400 МДж/м². В эти месяцы распределение радиационного баланса заметно отличается от зонального.

2.2.3

Тепловой баланс подстилающей поверхности

Уравнение теплового баланса. Радиационный баланс подстилающей поверхности характеризует ту часть лучистой энергии, которая в конечном счете ею приобретается или теряется за определенный промежуток времени. При положительном радиационном балансе подстилающая поверхность поглощает коротковолновую радиацию больше, чем излучает в области длинных волн, и нагревается. Преобладание эффективного излучения над поглощенной радиацией вызывает охлаждение подстилающей поверхности. Как в том, так и в другом случае температура подстилающей поверхности изменяется, что в соответствии с законом сохранения энергии приводит к возникновению физических процессов, под действием которых происходит теплообмен между атмосферой и другими звеньями климатической системы, а также между подстилающей поверхностью и более глубокими слоями суши и океана. Физические механизмы теплообмена можно представить уравнением теплового (энергетического) баланса подстилающей поверхности. Оно имеет следующий вид:

$$B = LE + P + A + (B_k + M + N + F), \quad (2.26)$$

где LE – поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды, E – турбулентный поток влаги, L – удельная теплота парообразования; P – турбулентный поток тепла; A – поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями почвы или воды; B_k – затраты тепла на таяние снега и льда; M – тепло, переносимое осадками (существенно во влажных районах, особенно внутри тропической зоны); N – тепло, связанное с диссипацией кинетической энергии при трении воздуха о подстилающую поверхность; F – биологический теплообмен, связанный с преобразованием радиационной энергии в химическую в процессе фотосинтеза и выделением тепла при окисле-

нии биомассы.

Члены, стоящие в скобках, характеризуют процессы со сравнительно небольшими затратами энергии. Поэтому при рассмотрении баланса тепла подстилающей поверхности в задачах, связанных с изучением процессов формирования климата, ими можно пренебречь. Совершенно ясно, что член, характеризующий тепло кристаллизации, должен учитываться только при таянии снежного покрова или морских льдов, особенно в условиях горных и полярных районов.

Таким образом, с учетом основных процессов теплообмена уравнение теплового баланса имеет вид

$$R = LE + P + A. \quad (2.27)$$

Уравнение (2.27) означает, что радиационный баланс компенсируется потерей тепла на испарение (притоком тепла конденсации), турбулентным потоком тепла и переносом тепла в нижележащие слои суши и океана.

В некоторых случаях уравнение теплового баланса может не содержать какого-либо из членов правой части. Например, поскольку верхние слои почвы в среднем за год не охлаждаются и не нагреваются, для среднего многолетнего годового периода A полагают равным нулю. Следовательно, уравнение теплового баланса принимает вид

$$R = LE + P. \quad (2.28)$$

В таком случае для условий пустыни, где испарение близко к нулю, уравнение теплового баланса подстилающей поверхности может быть представлено в форме

$$R = P. \quad (2.29)$$

При использовании приведенных выше уравнений следует иметь в виду, что солнечная радиация, поступившая к земной поверхности, поглощается в некотором слое Земли, который называется деятельным слоем. Этот же слой и излучает тепло. Толщина его зависит от теплофизических свойств среды, в которой протекают процессы теплообмена, а также от физической сущности этих процессов. Деятельный слой обладает достаточно большой толщиной, если осуществляется процесс поглощения солнечной энергии в водоемах или перенос тепла от поверхности океана к нижележащим его слоям.

Перейдем теперь к рассмотрению отдельных членов уравнения

теплового баланса, которые, как уже говорилось, отражают физические процессы, обуславливающие энергетическое взаимодействие между атмосферой и другими звеньями климатической системы.

Затраты тепла на испарение. Тепло, которое затрачивается на испарение воды с поверхности Земли, представляет одну из важнейших составных частей теплового баланса деятельного слоя Земли и атмосферы. Затраты тепла на испарение LE определяются произведением скрытой теплоты испарения ($L = 2256$ кДж/кг) на величину E . Под испарением, или скоростью испарения, понимают массу воды, которая испаряется с единичной поверхности за единицу времени. В системе СИ единицей испарения является $\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Так как плотность воды практически не отличается от $1 \text{ кг}/\text{м}^3$, то нетрудно убедиться в том, что $E \text{ кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с}) = E \text{ мм}/\text{с}$.

Скорость испарения зависит от ряда факторов. К ним относятся скорость ветра, шероховатость испаряющей поверхности, стратификация приземного слоя воздуха. С этими характеристиками связаны коэффициент турбулентности k и градиент массовой доли водяного пара. Испарение, или поток водяного пара, определяется соотношением

$$E = -\rho k_s \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (2.30)$$

где ρ — плотность воздуха, s — массовая доля водяного пара.

Из уравнения (2.30) следует, что если массовая доля пара с высотой убывает, т. е. $\partial s / \partial z < 0$, то $E > 0$, иначе говоря, происходит испарение водяного пара с поверхности деятельного слоя. Тогда $LE > 0$. Это означает, что за счет испарения воды земная поверхность тепло теряет. Наоборот, если массовая доля водяного пара с высотой возрастает ($\partial s / \partial z > 0$), то поток водяного пара направлен сверху вниз и $E < 0$, т. е. происходит конденсация водяного пара на подстилающей поверхности. Она связана с выделением тепла ($LE < 0$).

Упрощенные формулы для расчетов испарения с поверхности суши, снега и льда, а также с водной поверхности и их вывод содержатся в учебнике Л. Т. Матвеева „Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.”

Испарение зависит от характера увлажнения подстилающей поверхности и от влажности воздуха. В связи с этим условия испарения, а следовательно, и скорость испарения, различаются над сушей и океаном. Они зависят также от характера деятельного слоя различных районов суши. Как для океана, так и для суши скорость испарения

изменяется в течение года, поскольку происходит непрерывное изменение испаряющей поверхности. Изменяется во времени и градиент массовой доли водяного пара. Все эти различия отчетливо проявляются на карте распределения по земному шару затрат тепла на испарение (рис. 2.10).

Из рис. 2.10 следует, что в течение года океаны теряют за счет испарения гораздо больше тепла, чем континенты. Максимумы годовых затрат тепла на испарение наблюдаются и в пассатной зоне. Во внетропических широтах они в среднем уменьшаются с увеличением широты. Однако имеют большие отклонения от зонального распределения затрат тепла на испарение над океанами. Основной причиной нарушения зональности является распределение теплых и холодных морских течений. Влияние течений на затраты тепла на испарение наиболее ярко проявляется у восточных берегов Северо-Американского континента, в районе теплого течения Гольфстрим. Высокая температура поверхности океана и вторжение относительно холодных и сухих масс воздуха с северо-запада приводят к росту, во-первых, турбулентного обмена и, во-вторых, вертикальных градиентов массовой доли водяного пара, что в конечном счете способствует интенсивному испарению воды с поверхности океана и, следовательно, большим затратам тепла на испарение. Наоборот, в районе холодных течений годовые затраты тепла на испарение резко уменьшаются.

Частный минимум годовых затрат тепла на испарение проявляется над океанами в экваториальной области. Несмотря на высокую температуру испаряющей поверхности, в экваториальной зоне испарение оказывается меньше, чем под тропиками, в результате высокой влажности воздуха и сравнительно небольших ее вертикальных градиентов.

Распределение затрат тепла на испарение с поверхности суши отличается от зонального распределения в еще большей мере, чем затраты тепла на испарение с океана. При наличии больших ресурсов тепла и большой сухости воздуха над районами с засушливым климатом велика испаряемость, однако мало испарение, поскольку малы ресурсы влаги. Такие условия наблюдаются над тропическими пустынями, где годовые затраты тепла на испарение меньше $450-600 \text{ МДж/м}^2$, в то время как над океанами на этих же широтах они составляют $3000-6000 \text{ МДж/м}^2$. Наоборот, над частями континентов, покрытыми влажными тропическими лесами, испарение велико и, таким образом, больших значений достигают затраты тепла на испарение. В качестве

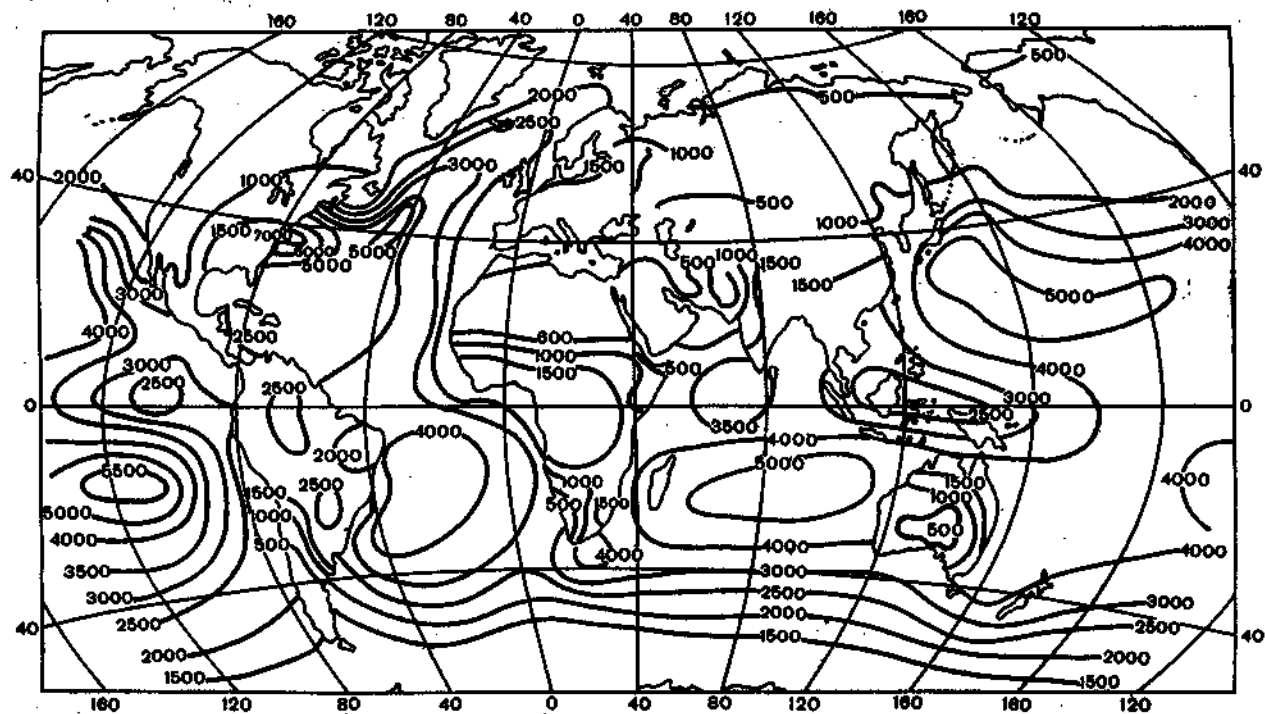


Рис. 2.18. Затраты тепла на испарение влаги за год (МДж/м²).

примера можно привести Экваториальную Африку, а также зону экваториальных и тропических лесов Южно-Американского континента.

Малыми оказываются годовые затраты тепла на испарение над умеренными и высокими широтами Евразии и Северной Америки, где невелики и ресурсы тепла, и ресурсы влаги.

Распределение по земному шару затрат тепла на испарение в декабре по форме весьма похоже на характер годовых потерь тепла на испарение, особенно у восточных берегов континентов северного полушария. Это свидетельствует о том, что очаги больших годовых потерь тепла на испарение складываются здесь в основном из величин осенне-зимнего периода. В холодное время года отчетливо проявляется роль отдельных океанов в процессах теплообмена с атмосферой. Например, в умеренных широтах Северная Атлантика зимой отдает атмосфере за счет испарения почти вдвое больше тепла, чем на этих же широтах Тихий океан. Ничтожно малы затраты тепла на испарение зимой на континентах северного полушария. Наоборот, пояса высоких значений годовых затрат тепла на испарение в субтропиках формируются за счет весенних и летних величин. Летом увеличиваются затраты тепла на испарение на континентах умеренных и средних широт. В зоне экваториальных и тропических лесов затраты тепла на испарение в течение года меняются мало.

Турбулентный поток тепла. Температура земной поверхности как на суше, так и в океане обычно не равна температуре располагающихся над ней слоев воздуха. Вследствие этого между подстилающей поверхностью и атмосферой возникает вертикальный поток тепла, обусловленный турбулентной теплопроводностью воздуха.

Процесс турбулентной диффузии в соответствии с гипотезой Тейлора можно рассматривать аналогичным молекулярной диффузии, если вместо коэффициента молекулярной диффузии взять коэффициент турбулентной диффузии k , а вместо молекулярной температуры — потенциальную температуру. Формула для турбулентного потока тепла примет вид

$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \Theta}{\partial z}. \quad (2.31)$$

Из равенства (2.31) следует, что турбулентный поток тепла зависит от интенсивности турбулентного перемешивания и от стратификации

приземного слоя атмосферы. Если стратификация неустойчива ($\partial\theta/\partial z < 0$), то $H > 0$ и подстилающая поверхность теряет тепло. Турбулентный поток тепла равен нулю при безразличной стратификации ($\partial\theta/\partial z = 0$). Если стратификация устойчивая ($\partial\theta/\partial z > 0$), то $P < 0$. Такая зависимость турбулентного потока тепла от стратификации атмосферы определяет существенные его колебания от зимы к лету, особенно во внетропических широтах.

Летом турбулентный теплообмен на континентах северного полушария характеризуется положительными величинами потока тепла почти на всех широтах. Наибольших значений, превышающих 250–300 МДж/м² за месяц, он достигает в пустыне. Над океанами летом турбулентный поток тепла мал. В северном полушарии наблюдаются обширные зоны, где он становится отрицательным. Это относится, прежде всего, к северным частям Атлантического и Тихого океанов. Такое распределение турбулентного потока тепла свидетельствует о том, что в процессе теплообмена океанов с атмосферой океаны северного полушария летом получают тепло от атмосферы.

В южном полушарии в зимние месяцы (соответствуют летним месяцам северного полушария) океаны отдают тепло атмосфере. Однако потери тепла океанами невелики, что связано со сравнительно небольшими контрастами температуры между подстилающей поверхностью и прилегающими слоями воздуха.

Другая картина наблюдается над океанами северного полушария зимой. В результате того, что воздух над обширными континентами северного полушария значительно выхолаживается, при поступлении его в северо-западные районы Атлантического и Тихого океанов, где располагаются теплые течения Гольфстрим и Куросио, в приводном слое воздуха создаются большие сверхadiaбатические градиенты температуры. Это приводит к возникновению интенсивного турбулентного обмена, который, как было показано выше, при неустойчивой стратификации, приводит к интенсивному переносу тепла от поверхности океанов в атмосферу.

На континентах зимой к северу от 40–45° с. ш. турбулентный поток тепла направлен от атмосферы к континентам, поскольку в результате отрицательного радиационного баланса континенты сильно выхолаживаются, что приводит к образованию устойчивой температурной стратификации в приземном слое воздуха.

Отрицательные турбулентные потоки тепла имеют место и над океанами в области холодных течений, например Перуанского и Бенгельского.

В среднем за год поверхности всех континентов, за исключением Антарктиды, и большая часть поверхностей всех океанов отдают тепло в атмосферу (рис. 2.11).

Турбулентный поток тепла над большими частями океанов сравнительно невелик. Он не превышает 10–20 % других членов уравнения теплового баланса. Однако, как и зимой, в зоне действия теплых течений и на других, свободных от льдов поверхностях океанов турбулентный поток тепла достигает больших значений, превышающих за год 900–1200 МДж/м².

Если над океанами турбулентный поток тепла в среднем возрастает при переходе от низких широт к высоким, то над континентами он изменяется в обратном направлении. Большое влияние оказывает характер подстилающей поверхности. В сухих районах турбулентный поток тепла значительно больше, чем во влажных. Поэтому наибольший турбулентный перенос тепла от подстилающей поверхности в атмосферу наблюдается в тропических пустынях, где он может превышать 2400 МДж/м² за год. Во влажных тропических областях и особенно в районах средних и высоких широт турбулентный поток тепла значительно меньше.

Исследования показали, что турбулентный поток тепла и потери тепла за счет испарения на поверхности океанов связаны между собой. Эта связь определяется соотношением Боуэна

$$Bo = \frac{P}{LE} = \frac{c_p \Delta \theta / \Delta z}{\Delta S / \Delta z L \Delta s / \Delta z} \approx \frac{c_p (\theta_2 - \theta_0)}{L (s_2 - s_0)}, \quad (2.32)$$

где s_0 и s_2 – массовая доля водяного пара у земли и на высоте 2 м, θ_0 и θ_2 – температура воздуха на тех же уровнях. Это соотношение можно использовать для перехода от одного потока тепла к другому. На рис. 2.12 представлена зависимость соотношения Боуэна от стратификации воздуха. Из рисунка видно, что при неустойчивой стратификации ($\Delta \theta = \theta_2 - \theta_0 < 0$) число $Bo > 0$. С увеличением контраста температуры оно медленно растет. При устойчивой стратификации ($\Delta \theta = \theta_2 - \theta_0 > 0$) число $Bo < 0$ и меняется значительно быстрее с увеличением контраста температуры, чем в первом случае. Справедливость этого соотношения подтверждается, если сравнить карты распределений по земному шару затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла. Так, в области теплых течений большие поло-

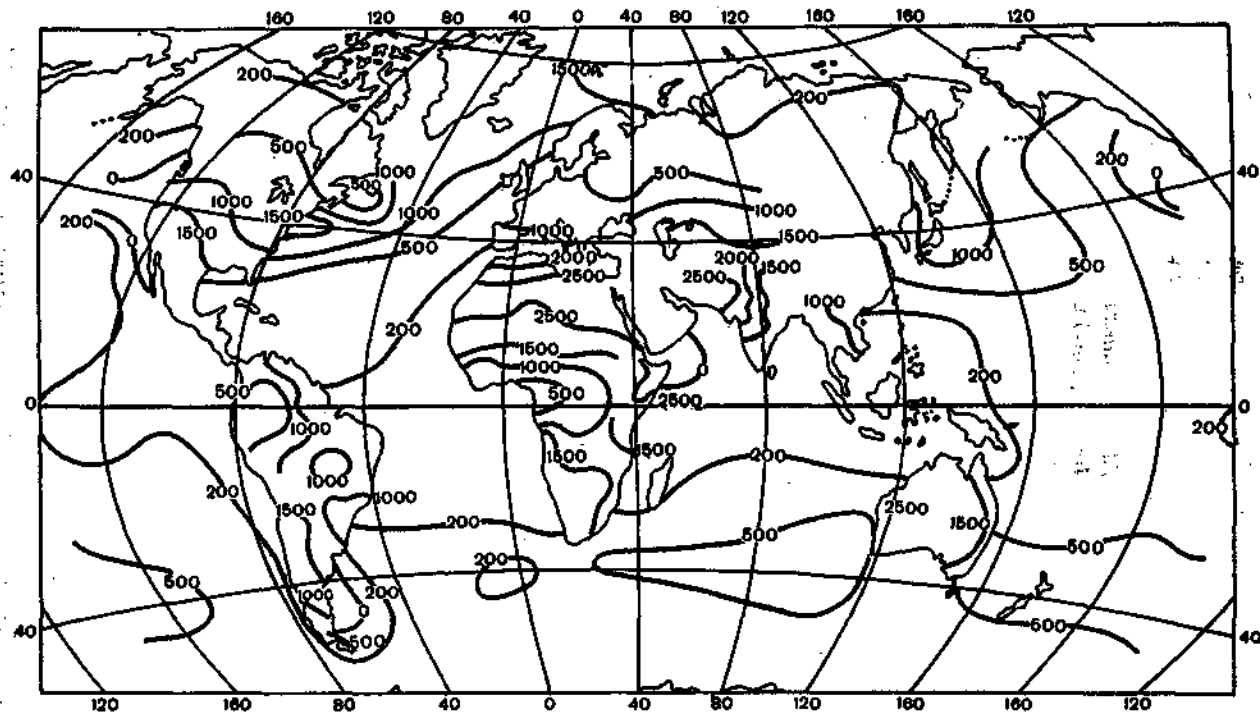


Рис. 2.11. Турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности в атмосферу за год (МДж/м^2).

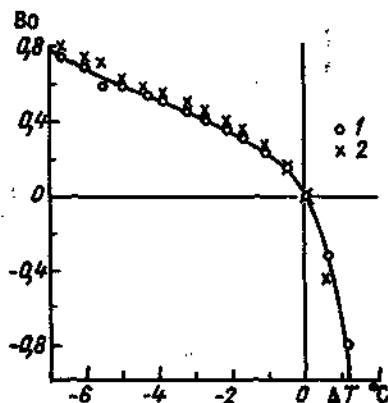


Рис. 2.12. Зависимость соотношения Боуна от разности температур воздуха и воды при скорости ветра 8 м/с (1) и 16 м/с (2).

жительные потоки затрат тепла на испарение сочетаются с большими положительными турбулентными потоками тепла. В области же холодных океанических течений потери тепла океанической поверхностью за счет испарения связаны с отрицательными турбулентными потоками тепла.

Теплообмен с нижележащими слоями почвы и воды. Теплообмен между подстилающей поверхностью и более глубокими слоями суши и океана обусловлен различными физическими механизмами. Рассмотрим сначала особенности теплообмена в почве. Распространение тепла, поступившего к подстилающей поверхности, в глубь почвы осуществляется посредством молекулярного теплообмена. Поэтому уравнение потока тепла в почву на произвольной глубине ξ имеет вид

$$A = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi}, \quad (2.33)$$

где λ — коэффициент теплопроводности почвы.

Из уравнения следует, что если температура почвы с глубиной убывает ($\partial T / \partial \xi < 0$), то молекулярный поток тепла $A > 0$. Это означает, что тепло переносится от подстилающей поверхности в глубь почвы. Наоборот, если $\partial T / \partial \xi > 0$ (температура почвы растет с глубиной), то $A < 0$, т. е. молекулярный поток тепла направлен к подстилающей поверхности. Последний случай имеет место, когда радиационный баланс отрицателен. Коэффициент λ связан с другими характеристиками почвы соотношением $\lambda = \rho^* c^* k_m$, где ρ^* — плотность почвы,

c^* – удельная теплоемкость почвы, k_m – температуропроводность почвы, $c_{об} = c^* \rho^*$, $k_m = \lambda / c_{об}$. Объемная теплоемкость почвы зависит от ее минерального состава. Она колеблется от 0,84 до 1,68 МДж/(м³ · К), т. е. может изменяться в 2 раза. В значительно большей степени теплоемкость зависит от пористости почвы и от ее влажности. Объемная теплоемкость воды равна 4,19 МДж/(м³ · К), а воздуха – 1,26 МДж/(м³ · К). Поэтому, чем больше в почве воды и чем меньше воздуха, тем больше ее теплоемкость.

В зависимости от химического состава почвы коэффициент теплопроводности изменяется в пределах 0,4–2,5 Вт/(м · К). Однако поскольку для воды он равен 0,54 Вт/(м · К), а для воздуха – 0,02 Вт/(м · К), то в большей степени, чем от химического состава, коэффициент теплопроводности зависит от пористости и влажности почвы. Этими же характеристиками почвы определяется и температуропроводность почвы. В табл. 2.3 приводится зависимость теплофизических характеристик почвы от степени увлажнения.

Как следует из уравнения (2.33), теплообмен в почве зависит от градиента температуры, т. е. от распределения температуры в почве с глубиной, и от изменения ее во времени.

Запишем следующее уравнение, вывод которого можно найти также в „Курсе метеорологии” Л. Т. Матвеева:

$$\tau(\xi, t) = \frac{R \exp(-\beta \xi)}{\sqrt{\omega} (c_p^* \sqrt{k} + c_{об} \sqrt{k_m})} \cos(\omega t - \varphi - \beta \xi - \frac{\pi}{4}), \quad (2.34)$$

где τ – отклонение температуры от средних суточных значений, $\beta = \sqrt{\omega / 2k_m}$, $\omega = 2\pi / \Pi$ – частота, Π – период (сутки или год), $c_p^* = c_p$ в случае сухой почвы и $c_p^* = c_p + L^2 S_{макс} / R_{п} T^2$ в случае влажной почвы, $S_{макс}$ – максимальная массовая доля водяного пара, $R_{п}$ – удельная газовая постоянная водяного пара.

Из равенства (2.34) следует, что приращение температуры в данный

Таблица 2.3

Зависимость теплофизических характеристик почвы от степени увлажнения

Степень увлажнения почвы	$c_{об}$ МДж/(м ³ · К)	λ Вт/(м · К)	k_m м ² /с
Сухая	1,3397	0,2093	$0,0016 \cdot 10^{-4}$
Слабо увлажненная	1,5989	0,4605	$0,0029 \cdot 10^{-4}$
Хорошо увлажненная	1,9259	0,8375	$0,0043 \cdot 10^{-4}$
Сильно увлажненная	2,4283	1,4654	$0,0069 \cdot 10^{-4}$

момент времени на некоторой глубине z определяется амплитудой колебания радиационного баланса R и влажностью почвы, от которой зависят $c_{об}$, k_m , β , а также интенсивностью турбулентного обмена. Поскольку β велико, то температура с глубиной убывает очень быстро. Глубина, на которой t убывает в 100 раз, составляет несколько десятков сантиметров. Из уравнения (2.34) следует, что амплитуда колебания температуры почвы уменьшается с глубиной, она имеет сдвиг по фазе колебаний вправо по шкале времени.

Теплообмен в почве, как уже говорилось, зависит от градиента температуры, который определяется значениями температуры на заданных уровнях. Теплообмен, как видно из уравнения (2.34), связан, кроме радиационного баланса, с интенсивностью турбулентного обмена k в приземном слое воздуха и влажностью воздуха (через c_p^*). Таким образом, теплообмен в почве связан с теми же физическими величинами, которые определяют теплообмен деятельной поверхности с воздухом, и, следовательно, годовую амплитуду температуры воздуха.

Годовой ход потока тепла в почву связан с годовой амплитудой температуры воздуха. Если годовая амплитуда температуры воздуха невелика, то средние месячные значения потока тепла в почву должны быть близки к нулю. Расчеты показывают, что действительно при годовой амплитуде температуры меньше 10–15 °C месячные суммы потока тепла в почву малы и могут не учитываться в большинстве приближенных расчетов теплового баланса. Поскольку малые годовые амплитуды температуры имеют место в тропических районах, а также во многих областях морского климата умеренных широт, в этих районах поток тепла в почву не имеет существенного значения.

Исследования, проведенные В. В. Мухенберг, показали, что максимальные месячные значения потока тепла в почву находятся в прямой зависимости с годовой амплитудой температуры воздуха:

Θ °C.....	10	15	20	25	30	35	40
$A_{\max}$ МДж/м ²	15	22	28	34	41	52	63

В районах северного полушария с большой амплитудой температуры весьма значительными оказываются молекулярные потоки тепла в почву A . Их годовой ход $A(t)$ по отношению к максимальным величинам $A_{\max}$ представлен в табл. 2.4.

Таблица 2.4

Годовой ход относительных значений потока тепла в почву

Месяц	$A/A_{\text{макс}}$	Месяц	$A/A_{\text{макс}}$
Январь	-0,82	Июль	0,56
Февраль	-0,64	Август	0,26
Март	0,03	Сентябрь	-0,15
Апрель	1,00	Октябрь	-0,52
Май	1,00	Ноябрь	-0,78
Июнь	0,91	Декабрь	-0,85

Зная годовую амплитуду температуры воздуха (Θ), можно найти максимальное месячное значение потока тепла в почву ($A_{\text{макс}}$) и по табл. 2.4 определить поток тепла в почву для соответствующего месяца. Например, для $\Theta = 10^\circ\text{C}$ молекулярный поток тепла в почву меняется в пределах от $-12,45 \text{ МДж/см}^2$ в декабре до $14,65 \text{ МДж/м}^2$ в апреле и мае. Для районов, где $\Theta = 40^\circ\text{C}$, потоки тепла в почву изменяются соответственно от $-53,38 \text{ МДж/м}^2$ до $62,80 \text{ МДж/м}^2$.

На теплообмен в почве влияет снежный покров, который уменьшает потоки тепла в холодное время года. Если таяние снежного покрова происходит поздно, это приводит к запаздыванию времени наибольшего увлажнения почвы и соответственно максимума потока тепла в почву.

Теплообмен в океане существенно отличается от теплообмена в почве. Эти различия обусловлены, прежде всего, большой теплопроводностью воды, особенно в верхнем слое толщиной 50–100 м, примерно в 2 раза большей, чем у почвы, большой объемной теплоемкостью, проникновением солнечной радиации до значительных глубин. В результате этого возникают более сложные по сравнению с молекулярной теплопроводностью физические механизмы теплообмена.

Теплосодержание воды в слое толщиной ξ определяется радиационным балансом, турбулентным потоком тепла, затратами тепла на испарение. Кроме того, теплообмен происходит вследствие упорядоченных вертикальных движений вод, вертикального мелкомасштабного турбулентного перемешивания и молекулярного потока тепла. Еще одним фактором, влияющим на теплосодержание, является горизонтальный теплообмен, обусловленный адвекцией тепла океаническими течениями и турбулентными вихрями мезомасштаба. Все перечисленные механизмы теплообмена имеют существенное значение, за исключением молекулярного теплообмена.

Верхний слой океана в результате динамического и теплового воздействия атмосферы всегда находится в турбулизированном состоянии. Наиболее интенсивный приток энергии турбулентности приходится на три участка спектра масштабов движений в океане: крупномасштабный, мезомасштабный и мелкомасштабный. В первых двух участках спектра влияние атмосферы осуществляется непосредственно в виде дополнительного притока энергии к крупным вихрям с квазивертикальной осью. В мелкомасштабном участке спектра имеет место хорошо выраженное воздействие ветра, которое приводит к вертикальному перемешиванию верхнего слоя океана.

Большое турбулизирующее влияние оказывают поверхностные ветровые волны. Флюктуационная составляющая поля скорости определяется возмущениями, обусловленными орбитальным движением жидких частиц, и чисто турбулентными неупорядоченными пульсациями. Вклад первых из них быстро убывает с глубиной и практически становится равным нулю на глубине 5–6 м. Таким образом, наибольшее значение имеет мелкомасштабная турбулентность, возникающая в дрейфовом движении поверхностных океанических вод, образуемом за счет передачи энергии ветра.

Атмосфера влияет на интенсивность турбулентного перемешивания океана не только путем передачи механической энергии движения воздушных частиц, но и посредством тепло- и влагообмена, действие которых выражается в формировании определенной стратификации вод в поверхностном слое океана. Турбулентные вихри в устойчиво стратифицированном слое диссипируются. Неустойчивая стратификация, наоборот, увеличивает интенсивность турбулентного перемешивания, которое при определенных условиях может перейти в конвекцию.

Конвективные движения в океане, как и в атмосфере, возникают при неустойчивой плотностной стратификации. Конвекция имеет ячеистую структуру циркуляции с нисходящими движениями в центре ячейки и с восходящими на ее периферии. При увеличении толщины слоя конвекции и разности температуры на его границах увеличивается интенсивность турбулентности, искажающей конвективные ячейки, которые могут превратиться в беспорядочную совокупность нестационарных нисходящих струй различной длины, а также опускающихся тонких слоев.

Под действием конвективного и турбулентного теплообмена

происходит выравнивание температуры и солёности в поверхностном слое воды, который называется квазиоднородным слоем. Ниже этого слоя температура воды с глубиной быстро изменяется. Слой с резким изменением температуры называется слоем сезонного термоклина. Наиболее хорошо термоклин проявляется в период с июля по октябрь. В это же время толщина квазиоднородного слоя невелика и достигает 50 м. С увеличением интенсивности конвективных движений и турбулентного перемешивания в период с декабря по март толщина квазиоднородного слоя возрастает до 100–150 м, а сезонный термоклин оказывается менее выраженным.

В тепловом режиме океанов большую роль играет приход или расход тепла вследствие горизонтального теплообмена, обусловленного океаническими течениями. Если рассматривать теплообмен за год, когда изменение теплосодержания равно нулю, то этот механизм будет одним из определяющих. Посредством теплых и холодных океанических течений в океанах происходит перераспределение большого количества тепла между низкими и высокими широтами.

На рис. 2.13 показано географическое распределение годового теплообмена между поверхностью океанов и нижележащими слоями. Из рисунка следует, что области с отрицательными значениями потока тепла (соответствуют притоку от нижележащих слоев к поверхности океана) располагаются там, где находятся теплые течения Гольфстрим и Куроисио. Наоборот, большие потоки тепла от поверхности океана, направленные вглубь, совпадают с местоположением холодных океанических течений. Эти потоки тепла определены как остаточный член уравнения теплового баланса. Поэтому совпадение областей с экстремальными потоками тепла между различными слоями океанов с районами расположения океанических течений свидетельствуют о главенствующем вкладе этого механизма в годовые потоки тепла.

В табл. 2.5 приводятся средние широтные составляющие теплового баланса океанов. Из таблицы следует, что теплообмен в океане A_0 соизмерим с турбулентным потоком тепла, а в высоких широтах (60–70° с. ш.) по абсолютному значению даже превышает радиационный баланс.

Если в среднем за год поток тепла к поверхности океана от более глубоких слоев равен притоку тепла за счет океанических течений, то для отдельных месяцев он складывается из адвективных потоков тепла и изменения теплосодержания океана. Наибольшими являются изменения теплосодержания в умеренных широтах, особенно в северо-западной части Тихого океана и прилегающих морях, где они достигают 1050 МДж/м² за месяц. Изменения теплосодержания легко

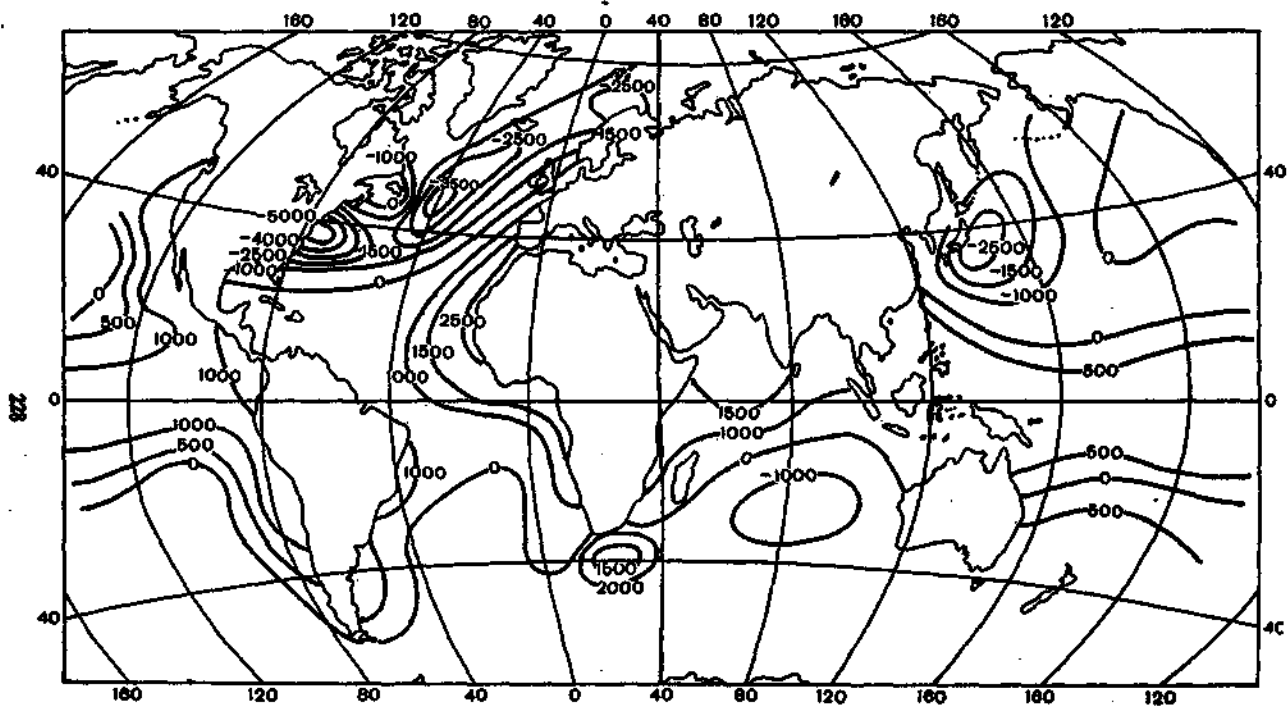


Рис. 2.13. Теплообмен между поверхностью океанов и нижележащими слоями воды за год ($\text{МДж}/\text{м}^2$).

Таблица 2.5

Средние широтные годовые значения составляющих теплового баланса для океанов (МДж/м^2). По М. И. Будыко

Широты, ...°	R	LE	P	A ₀	Широты, ...°	R	LE	P	A ₀
70–60 с.	960	1300	920	–1260	0–10 ю.	5320	4140	250	930
60–50	1800	1970	790	–960	10–20	5110	4730	380	0
50–40	2680	2810	670	–800	20–30	4560	4440	460	–340
40–30	3770	4020	590	–840	30–40	3850	3430	460	–40
30–20	4650	4560	290	–200	40–50	3010	2140	250	620
20–10	5080	4910	290	–120	50–60	1930	1460	380	90
10–0	5190	4350	290	550	Сумма	3810	3430	380	0

определяются по данным о температуре поверхности воды. Учитывая изменение теплосодержания, можно найти потоки тепла, обусловленные только океаническими течениями и турбулентностью. На рис. 2.14 показан приход и расход тепла за счет указанных эффектов. Из рисунка следует, что зимой в области теплого течения Гольфстрим океан

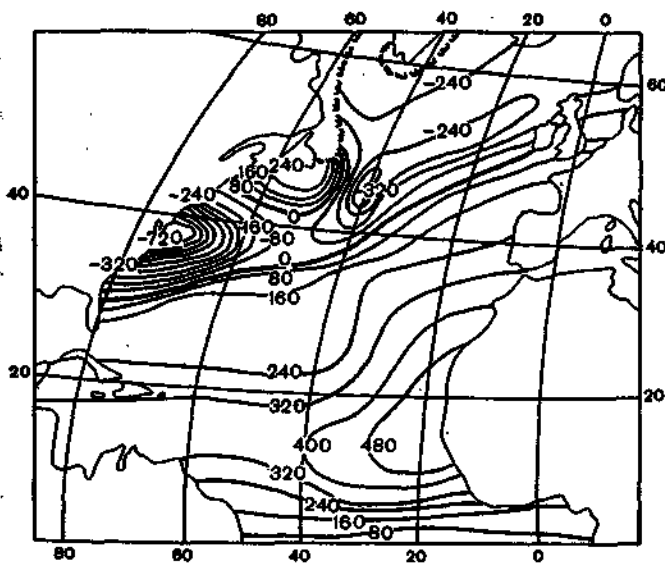


Рис. 2.14. Месячный приход или расход тепла в верхнем слое океана, обусловленный течениями и макротурбулентностью (МДж/м^2). Северная Атлантика. Январь.

передает в атмосферу огромное количество тепла, которое компенсируется переносом тепла из экваториальных и тропических широт. Как было показано выше, именно на районы северо-западной Атлантики приходится максимумы турбулентных потоков тепла и затрат тепла на испарение.

Особенности теплообмена между атмосферой и океаном при наличии морских льдов. Морские льды составляют значительную часть криосферы. Общий объем морского льда на Земле в период максимального развития ледяных полей составляет около $55,5 \cdot 10^3 \text{ км}^3$, из них на долю северного полушария приходится $25,5 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Ежегодно из общего количества льда тает и снова образуется больше половины, а в северном полушарии — $14 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Интенсивность развития ледяных полей от года к году колеблется в зависимости от гидрометеорологических условий. Амплитуда колебаний положения границы ледяных полей в южном полушарии составляет 200 км, а в северном полушарии — 100 км. Ледяные поля, оказывая большое влияние на энергетическое взаимодействие океана с атмосферой, играют существенную роль в развитии процессов, протекающих в атмосфере и океане. Поэтому характеристики ледяных полей относят к информации, обладающей долговременной метеорологической памятью, и рассматривают в качестве предикторов при разработке статистических моделей долгосрочных прогнозов, а также включают в качестве граничных условий в гидродинамические модели общей циркуляции атмосферы.

Для того чтобы учесть влияние морских льдов в тепловом взаимодействии подстилающей поверхности с атмосферой в полярных областях Мирового океана, в уравнение теплового баланса в качестве дополнительного члена необходимо включить член B_K , обозначающий теплоту, которая выделяется в результате кристаллизации воды и затрачивается при таянии льда. С учетом этого уравнение теплового баланса будет иметь вид

$$R = LE + P + A + B_K. \quad (2.35)$$

О характере различий теплообмена атмосферы с океаном при открытой водной поверхности и ледяном покрове можно судить по данным о годовом ходе основных составляющих теплового баланса для Центральной Арктики.

Из табл. 2.6 следует, что летом затраты тепла на испарение и

Таблица 2.6

Составляющие теплового баланса при открытой водной поверхности и ледяном покрове (МДж/м²) за месяц. Центральная Аргентина.

Состав- ляющая	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ледяной покров													
P	-50	-34	-29	-13	17	13	13	18	-8	-5	-25	-34	-117
LE	0	0	0	4	21	29	25	29	7	8	0	0	123
R	-92	-84	-25	71	138	155	67	-25	-54	-54	-75	-84	-72
Открытая водная поверхность													
P	920	955	920	686	551	100	13	17	335	574	808	837	6716
LE	650	678	653	485	368	84	25	29	272	406	573	595	4821
R	-397	-356	-343	8	401	602	485	230	-25	-222	-347	-372	-336

турбулентные потоки тепла с открытой водной поверхностью и ледяной поверхности примерно одинаковы. В холодное время года в результате большого контраста температуры между водной поверхностью и воздухом потоки тепла в атмосферу с открытых поверхностей океана больше чем на порядок превышают потоки тепла от льда. Так как площадь открытой поверхности воды в холодное время года в Северном Ледовитом океане составляет около 1 % от площади ледяных полей, то с нее и с поверхности льда в атмосферу поступает примерно одинаковое количество тепла.

Как было отмечено выше, на поверхности океана в высоких широтах большую роль играют фазовые преобразования воды. Это создает условия для возникновения источников и стоков тепла. В среднем источник тепла за счет этого механизма находится в Северном Ледовитом океане, а сток – в северной части Атлантического океана, куда выносятся большие количества льда. Подсчитано, что из Северного Ледовитого океана выносятся и тает такое количество льда, которое соответствует выделению там количества тепла при льдообразовании, равного 46 % всей приходной части теплового баланса. Если учесть, что адвективный перенос тепла водами Атлантики соответствует 42 % приходной части теплового баланса, то становится очевидной большая мощность этого источника тепла и его роль в энергетических преобразованиях при взаимодействии рассматриваемых подсистем климатической системы.

Лед оказывает влияние и на теплообмен в океане. При наличии ледяных полей на его поверхности поток тепла в океане всегда направлен ко льду. Поэтому он совместно с теплом кристаллизации приводит к повышению температуры воздуха. В холодное время года, как показывают расчеты, потоки тепла кристаллизации и потоки тепла ко льду с нижерасположенных слоев океана обеспечивают прогрев прилегающего слоя воздуха за сутки на 3–4 °C над тонким льдом и на 1–2 °C над паковым.

Лед оказывает влияние на характер теплового баланса и в теплое время года. Большое количество солнечной энергии, поступающей в Арктический бассейн, расходуется на таяние льда. При интенсивном таянии льда образуется слой воды, имеющий пониженную плотность, который под действием турбулентности и конвективных движений хорошо перемешивается. Формируется отчетливо выраженный квази-однородный слой и ослабевает теплообмен с нижележащими слоями,

т. е. уменьшается прогрев океана. При охлаждении поверхности моря талые воды, препятствуя поступлению тепла с больших глубин, способствуют понижению температуры поверхностных вод и образованию льда.

Интенсивность развития ледяных полей в Арктическом бассейне в большей степени зависит от температурного режима атмосферы, особенно в летний период. Расчеты показывают, что при положительной аномалии температуры летом, равной 4°C , в средних климатических условиях Центральной Арктики лед толщиной 4 м полностью растаял бы через 4 года, т. е. многолетние льды превратились бы в этом районе в однолетние. Это привело бы к увеличению притока тепла в Северном Ледовитом океане, обусловленного меридиональным теплообменом, в результате чего увеличился бы перенос тепла океаническими течениями. С другой стороны, в результате повышения температуры воздуха в Арктике и уменьшения меридиональных градиентов температуры приток тепла к высоким широтам в атмосфере существенно уменьшился бы.

Уменьшение притока тепла в атмосфере высоких широт должно быть больше, чем увеличение притока тепла в океане, так как должно иметь место соответствие распределения температуры распределению поглощенной радиации. В результате основного на таких предположениях расчета М. И. Будыко пришел к выводу, что температуры воды и воздуха в этом случае в течение всего года оставались бы положительными. Это означает, что возможно существование двух режимов климатической системы, связанных с наличием и отсутствием полярных льдов. Ледяной покров может исчезать и появляться при изменениях климатообразующих факторов, которые подробно рассматривались в предыдущей главе, даже при отсутствии этих изменений в результате автоколебательных процессов в климатической системе. Совершенно ясно, что ледовый и безледный режимы Арктического бассейна создадут определенные климатические режимы и в средних широтах, что приведет к изменению состояния климатической системы в целом.

Годовой ход составляющих теплового баланса. Годовой ход составляющих теплового баланса определяется многими факторами. Прежде всего, на него оказывает влияние широта, от которой зависит инсоляция. Большое значение имеют особенности распределения материков и океанов, особенности циркуляции атмосферы и океана.

Например, в экваториальной зоне Атлантического океана радиационный баланс мало меняется во времени. Значительная часть радиационного баланса затрачивается на испарение. Турбулентный поток тепла невелик в течение всего года и направлен от поверхности

океана в атмосферу. Осенью и весной радиационный баланс превышает затраты тепла на испарение и турбулентный поток тепла. Следовательно, наблюдается интенсивный поток тепла от поверхности к нижним слоям океанов, что приводит к росту теплосодержания деятельного слоя океана и транспортированию течениями нагретых вод в более высокие широты.

Другой характер имеет годовой ход составляющих теплового баланса в тропических муссонных областях (рис. 2.15 а). Имеется два минимума радиационного баланса и два максимума. Первый минимум приходится на декабрь – январь, когда Солнце переходит в южное полушарие, а второй – на июль. Последний объясняется увеличением облачности в период максимального развития экваториального муссона. Турбулентный перенос тепла невелик, а затраты тепла на испарение изменяются в годовом ходе обратно пропорционально радиационному балансу. Зимний максимум испарения объясняется приходом в эти районы зимой относительно сухих воздушных масс с Азиатского континента, а летний обусловлен увеличением скорости ветра в период наибольшего развития экваториального муссона. Летом, очевидно, затраты тепла на испарение не компенсируются радиационным балансом. Поэтому происходит перенос тепла от нижних уровней деятельного слоя океана к его поверхности. Весной и осенью происходит аккумуляция тепла океаном.

Совершенно другой годовой ход тех же характеристик в экваториальном поясе над континентами, где муссонная циркуляция не развита. Радиационный баланс, изменяясь незначительно, имеет два максимума, приходящиеся на периоды весеннего и осеннего равноденствий, когда Солнце располагается в зените. В результате хорошего круглогодичного увлажнения подстилающей поверхности затраты тепла на испарение велики, а турбулентный поток тепла развит слабо. Таким образом, основная доля радиационного баланса расходуется на испарение, его ход почти параллелен годовому ходу радиационного баланса.

Над континентами в экваториальной зоне, где развит экваториальный муссон (рис. 2.15 б), наблюдается один максимум радиационного баланса, который приходится на сухой сезон, когда с Азиатского континента поступает сухой и сравнительно холодный воздух. С ним связаны минимум затрат тепла на испарение и резко выраженный максимум турбулентного потока тепла. С приходом влажного воздуха

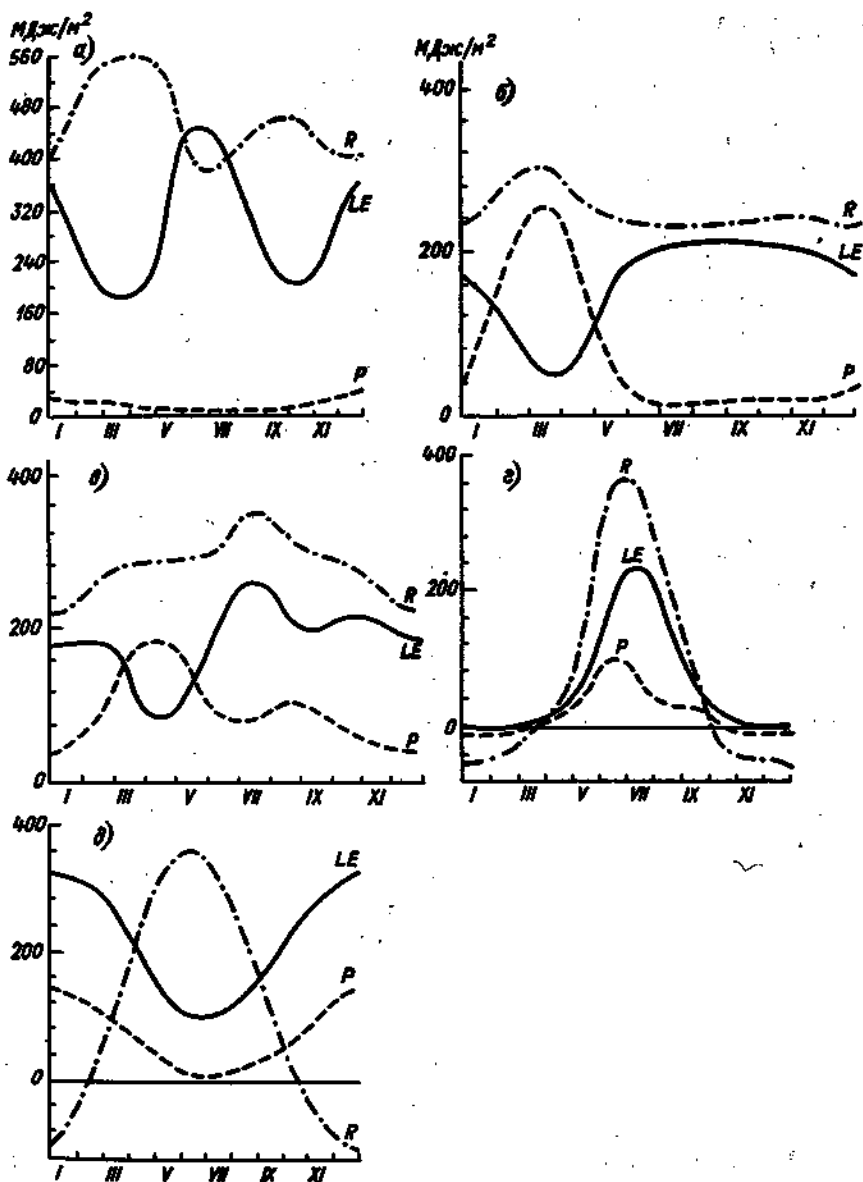


Рис. 2. 15. Годовой ход месячных сумм составляющих теплового баланса.

а) Индийский океан, 15° с. ш., 70° в. д.; б) Хосштынск, 10° 47' с. ш., 106° 42' в. д.; в) Чегумат, 18° 20' с. ш., 88° 20' в. д.; г) Туруханск, 65° 47' с. ш., 87° 57' в. д.; д) Атлантический океан, 86° с. ш., 16° в. д.

экваториального муссона увеличивается количество облаков и осадков, усиливается ветер. Это приводит к уменьшению радиационного баланса и увеличению затрат тепла на испарение. В сентябре действие экваториального муссона прекращается, однако начинает развиваться северо-восточный зимний муссон, который также приносит на восточное побережье Индокитайского полуострова облачность и осадки, что поддерживает на высоком уровне затраты тепла на испарение, которые почти полностью компенсируются радиационным балансом.

В тропических и субтропических районах годовой ход составляющих теплового баланса в большей степени определяется распределением суши и океана и, таким образом, отличается большим разнообразием. Поскольку в областях с континентальным тропическим климатом подстилающая поверхность лишена влаги, затраты тепла на испарение невелики, а радиационный баланс расходуется на турбулентный перенос тепла, максимум и минимум которого совпадают с максимумом и минимумом радиационного баланса. При этом радиационный баланс летом превышает турбулентный перенос тепла, и происходит передача тепла от подстилающей поверхности в более глубокие слои почвы. Зимой, наоборот, нехватка радиационного притока тепла компенсируется переносом тепла из глубины к поверхности почвы.

В районах западной периферии тропических антициклонов имеет место совсем иной ход составляющих теплового баланса (рис. 2.15 в). Радиационный баланс зависит от угловой высоты Солнца. Затраты тепла на испарение велики, поскольку выпадает много осадков. Испарение уменьшается весной во время непродолжительного сухого периода. В это время увеличивается турбулентный перенос тепла. Большая часть радиационного баланса компенсируется затратами тепла на испарение.

В субтропическом муссонном климате у восточного побережья материков максимум радиационного баланса и затрат тепла на испарение сдвинут на конец лета в связи с большим количеством облачности в период с мая по июль. Основная часть радиационного баланса расходуется на испарение, а турбулентный теплообмен невелик.

В районах умеренных широт с муссонным климатом, который имеет место на восточном побережье Евразийского континента, годовой ход составляющих теплового баланса характеризуется наличием одного максимума и одного минимума. Максимум радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла

приходится на конец лета из-за влияния облачности. Поскольку лето достаточно влажное, затраты тепла на испарение велики. Они близки к нулю зимой, когда радиационный баланс отрицателен.

В континентальном умеренном климате радиационный баланс положителен с марта по октябрь. Максимум радиационного баланса наблюдается в июне. На это же время приходится и максимум турбулентного потока тепла, который в теплое время года существенно превышает затраты тепла на испарение. Турбулентный поток тепла и затраты тепла на испарение становятся равными нулю, когда радиационный баланс отрицательный.

В более высоких широтах над континентом (рис. 2.15 г) радиационный баланс резко возрастает с апреля по июнь и резко убывает с июня по сентябрь. В остальные месяцы он отрицателен, и минимум его приходится на декабрь – январь. В период резкого увеличения радиационного баланса значительно возрастают затраты тепла на испарение, поскольку подстилающая поверхность хорошо увлажнена.

В субарктических широтах над океанами, где располагаются теплые течения, годовой ход составляющих теплового баланса обладает интересной особенностью (рис. 2.15 д). Она заключается в том, что максимум затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла приходится не на середину лета, когда наблюдается максимум радиационного баланса, а на середину зимы, когда радиационный баланс достигает наибольшего по модулю отрицательного значения. Причиной этого является вторжение на теплую океаническую поверхность сухого и холодного воздуха с континента, в результате чего создаются большие вертикальные градиенты температуры, которые наряду с большими скоростями ветра создают условия для интенсивного испарения и хорошо развитого турбулентного обмена.

2.2.4

Тепловой баланс системы Земля – атмосфера

Тепловой баланс земной поверхности не характеризует все виды преобразования энергии в климатической системе, поскольку не учитывает процессы, протекающие во всей толще атмосферы. Учесть все составляющие теплового баланса можно, если рассмотреть приход и расход тепла в вертикальной колонне, проходящей через всю атмосферу, верхние слои океана или литосферу вплоть до уровней, где прекращаются сезонные колебания температуры.

Нагрев столба атмосферы может происходить в результате действия нескольких механизмов. К ним относятся:

- а) поглощение солнечной энергии, определяемой как $Q_s (1 - \alpha_s)$,

2

2. Основные факторы формирования климата

2.2. Энергетические взаимодействия климатической системы

где Q_s – инсоляция, α_s – альbedo системы Земля – атмосфера;

б) конденсация водяного пара, в результате чего выделяется скрытое тепло LC , где C – масса водяного пара, сконденсировавшаяся в единицу времени над единичной площадью;

в) перенос горизонтальными атмосферными движениями внутрь данного объема явного тепла Q_1 ;

г) перенос горизонтальными океаническими течениями внутрь объема явного тепла F_1 .

Кроме притоков тепла необходимо учесть и возможные его стоки. К числу стоков тепла можно отнести:

а) испускание в космическое пространство теплового инфракрасного излучения B_s^* ;

б) испарение воды, на которое расходуется тепло LE ;

в) горизонтальный поток явного тепла, выносимого атмосферными движениями из рассматриваемого столба Q_2 ;

г) горизонтальный поток явного тепла, который выносится океаническими течениями F_2 .

Если обозначить изменение теплосодержания внутри выделенной колонны через T_s , то баланс энергии для этой колонны может быть записан следующим образом:

$$T_s = Q_s(1 - \alpha_s) + LC + Q_1 + F_1 - B_s^* - LE - Q_2 - F_2. \quad (2.36)$$

Сумма первого и пятого членов равенства (2.36) определяет все лучистые потоки тепла и является радиационным балансом системы Земля – атмосфера

$$R_s = Q_s(1 - \alpha_s) - B_s^*. \quad (2.37)$$

Если обозначить притоки скрытого и явного тепла через $L\Delta C = L(E - C)$ и $\Delta Q = Q_2 - Q_1$, $\Delta F = F_2 - F_1$ то, учитывая, что за период, равный одному году, T_s близко к нулю, баланс энергии в системе Земля – атмосфера получим в следующем виде:

$$R_s = L\Delta C + \Delta Q + \Delta F. \quad (2.38)$$

В последние десятилетия развитие космической техники зондирования атмосферы дало возможность получить достоверные данные о широтном и временном ходе составляющих радиационного баланса системы Земля – атмосфера. В табл. 2.7 представлены изменения с широтой средних годовых значений радиационного баланса при

Таблица 2.7

Средние годовые значения радиационного баланса и его составляющих системы Земля — атмосфера по данным метеорологических ИСЗ (Вт/м^2)

φ^*	R_s	B_s^*	$\alpha, \%$	S_g	S_{α}	φ^*	R_s	B_s^*	$\alpha, \%$	S_g	S_{α}
85 с.	-103,2	174,7	58,9	71,5	102,4	5 ю.	56,1	258,2	24,1	314,3	99,8
75	-93,6	178,2	54,4	84,6	100,9	15	40,7	266,7	23,6	307,4	95,0
65	-72,1	189,1	45,2	117,0	96,5	25	22,0	262,7	25,1	284,7	95,4
55	-46,7	201,2	40,7	154,5	106,0	35	0,4	244,4	29,6	244,8	102,9
45	-20,9	228,3	35,7	197,4	109,6	45	-27,3	224,4	35,8	197,1	109,9
35	0,7	239,6	30,9	240,3	107,4	55	-57,4	206,9	42,6	149,5	111,0
25	18,2	258,5	27,2	276,7	103,4	65	-85,6	189,6	51,3	104,0	109,6
15	45,5	257,1	24,8	302,6	99,8	75	-89,5	163,3	60,2	73,8	111,7
5	58,9	250,0	25,4	308,9	105,2	85	-87,7	154,3	61,7	66,6	107,3

Примечание. $S_g = Q_s (1 - \alpha_s)$ — поглощенная радиация, S_{α} — отраженная радиация, B_s^* — уходящее излучение.

принятом значении солнечной постоянной $1,37 \text{ кВт/м}^2$. Из табл. 2.7 следует, что радиационный баланс в среднем за год для системы Земля — атмосфера отрицательный выше 35° ш. Уходящее излучение в высоких широтах северного полушария (выше 65°) больше, чем на соответствующих широтах южного полушария, а альbedo — меньше.

Из рис. 2.16 видно, что годовой ход альbedo (α_s) невелик. Хорошо выражены области минимума альbedo, приходящиеся на тропические и субтропические широты северного и южного полушарий. Увеличение альbedo отмечается в полосе $0-20^\circ$ с. ш. с 24 % в мае до 28 % в августе, что связано с влиянием облачности, развивающейся в период юго-западного муссона. Во внетропических широтах обоих полушарий наблюдается значительный годовой ход уходящего излучения (B_s^*) и особенно радиационного баланса (R_s). Так, например, радиационный баланс даже вблизи 25° с. ш. меняется от -50 в декабре до 75 Вт/м^2 и более в августе. Столь же велик годовой ход радиационного баланса и в южном полушарии.

Оценка годового хода глобального радиационного баланса показывает, что амплитуда его невелика. Максимум приходится на март (16 Вт/м^2), минимум — на июнь (14 Вт/м^2). Среднее значение альbedo системы Земля — атмосфера по различным оценкам составляет 28–31 %, а среднегодовое глобальное значение длинноволнового уходящего излучения равно $236,3 \text{ Вт/м}^2$.

Анализ годового хода составляющих радиационного баланса Земли в целом показывает, что годовой ход поглощенной солнечной радиации и радиационного баланса не зависит от годового хода облач-

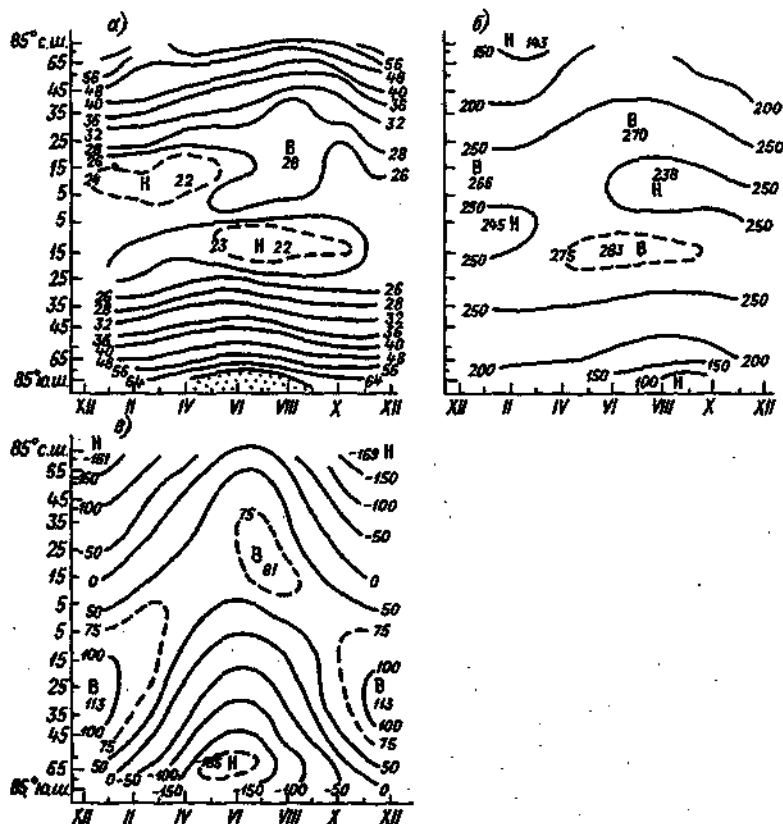


Рис. 2.16. Годовой ход меридиональных профилей альбедо (а), уходящего излучения (б) и радиационного баланса (в) по данным за 29 месяцев 1964–1971 гг.

ности, а определяется главным образом астрономическим фактором – изменением расстояния между Землей и Солнцем. Также мало меняется в течение года уходящая радиация, что свидетельствует о почти полной взаимной компенсации в пределах всей Земли изменений коротковолновой и длинноволновой компонент за счет влияния облачности. Однако региональные значения составляющих радиационного баланса системы Земля – атмосфера под влиянием облачности изменяются в значительных пределах.

Особенности изменения потоков тепла, содержащихся в правой части уравнения (2.58) характеризует рис. 2.17, на котором показано среднее годовое широтное распределение скрытого и явного потоков тепла, а также радиационного баланса.

Как следует из рис. 2.17, результирующий поток скрытого тепла имеет минимум в приэкваториальной зоне между 10° с. ш. и 10° ю. ш. Еще два минимума обнаруживаются в поясах $40-60^\circ$ ш. обоих полушарий. Минимумы потоков скрытого тепла объясняются избытком осадков во внутритропической зоне конвергенции и высокой повторяемостью циклонических вихрей в бароклинических зонах средних широт. Скорости испарения, как указывалось ранее, наиболее высоки в субтропиках. Поэтому наблюдаются максимумы полного потока скрытого тепла между 20 и 30° ш. обоих полушарий. Максимум в южном полушарии выражен лучше, поскольку в северном полушарии в субтропиках располагаются обширные пространства, занятые пустынями.

Полный поток явного тепла в атмосфере имеет три максимума, из которых один располагается у экватора, а два других — у 40° ш. обоих полушарий. Образуются они потому, что в широтном поясе между указанными широтами наблюдается избыток радиационной энергии, в то время как области, которые находятся в более высоких широтах,

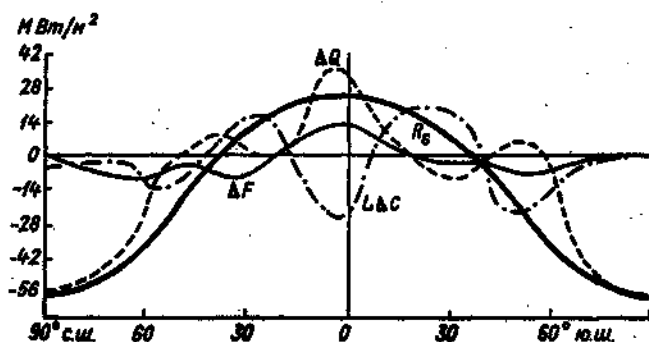


Рис. 2.17. Среднее годовое широтное распределение составляющих теплового баланса системы Земля — атмосфера. По Селлерсу.

испытывают недостаток этой энергии.

Наибольший избыток тепла, который переносится под влиянием атмосферной циркуляции в другие области, находится в приэкваториальном поясе. Это подтверждается также рис. 2.18, на котором показано распределение на земном шаре среднего за год количества тепла, обусловленного горизонтальным переносом в атмосфере. Тепло переносится из тропических и субтропических районов континентов, а также из океанических областей умеренных широт.

Как следует из рис. 2.18, результирующий поток явного тепла, обусловленного океаническими течениями, имеет максимум, располагающийся в широтном поясе между 20° с. ш. и 20° ю. ш., где $\Delta F > 0$. Выше 20° ш. величина $\Delta F < 0$. Это означает, что в средних и высоких широтах происходит накопление тепла в океане за счет интенсивного выноса его из тропиков океаническими течениями. Затем тепло передается в атмосферу с помощью уже рассмотренных выше механизмов теплообмена между подстилающей поверхностью и воздухом. В северном полушарии, однако, эффект преобладания притока тепла над стоком выражен более ярко, поскольку в большей мере развита меридиональность переноса океанических вод.

Распределение потоков лучистой энергии, скрытых и явных потоков тепла в системе Земля – атмосфера, обусловленных процессами теплообмена между различными звеньями климатической системы, в среднем за год в относительных единицах по Шнайдеру и Деннету изображено на рис. 2.19. Из рисунка следует, что из общего количества солнечной энергии поступающей на верхнюю границу атмосферы, 20 ед. поглощается в атмосфере термодинамически активными примесями и только 47 ед. – деятельным слоем суши и океана, 5 ед. поглощается облаками и 28 ед. отражается обратно в мировое пространство. Таким образом, в рассматриваемой схеме альбедо системы Земля – атмосфера составляет 28 %.

Большая часть длинноволнового излучения подстилающей поверхности поглощается атмосферой (109 ед. из 114), на противоизлучение атмосферы приходится 96 ед. Уходящее длинноволновое излучение составляет 72 ед. Оно определяется излучением верхней границы облачности и верхних слоев атмосферы. Радиационный баланс подстилающей поверхности положителен и равен 29 ед., в то время как для атмосферы он отрицателен и имеет такое же абсолютное значение. Таким образом, радиационный баланс системы Земля – атмосфера

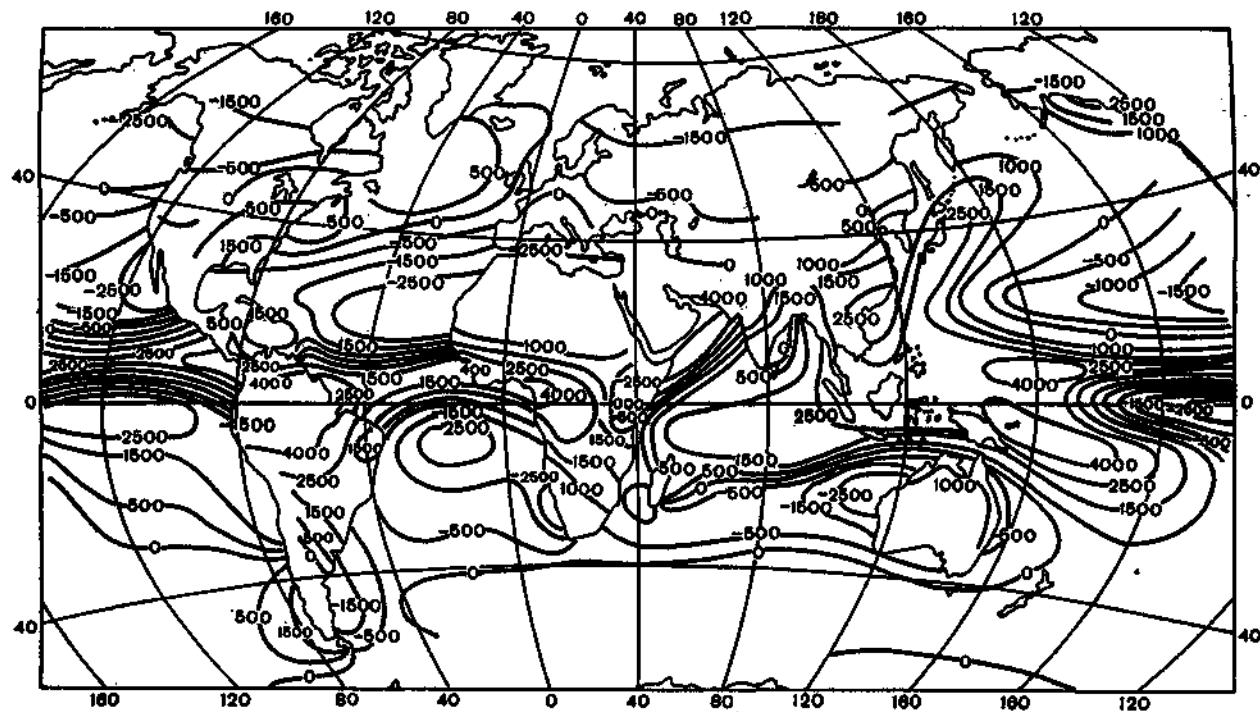


Рис. 2.18. Горизонтальный перенос тепла в атмосфере за год (МДж/м²).

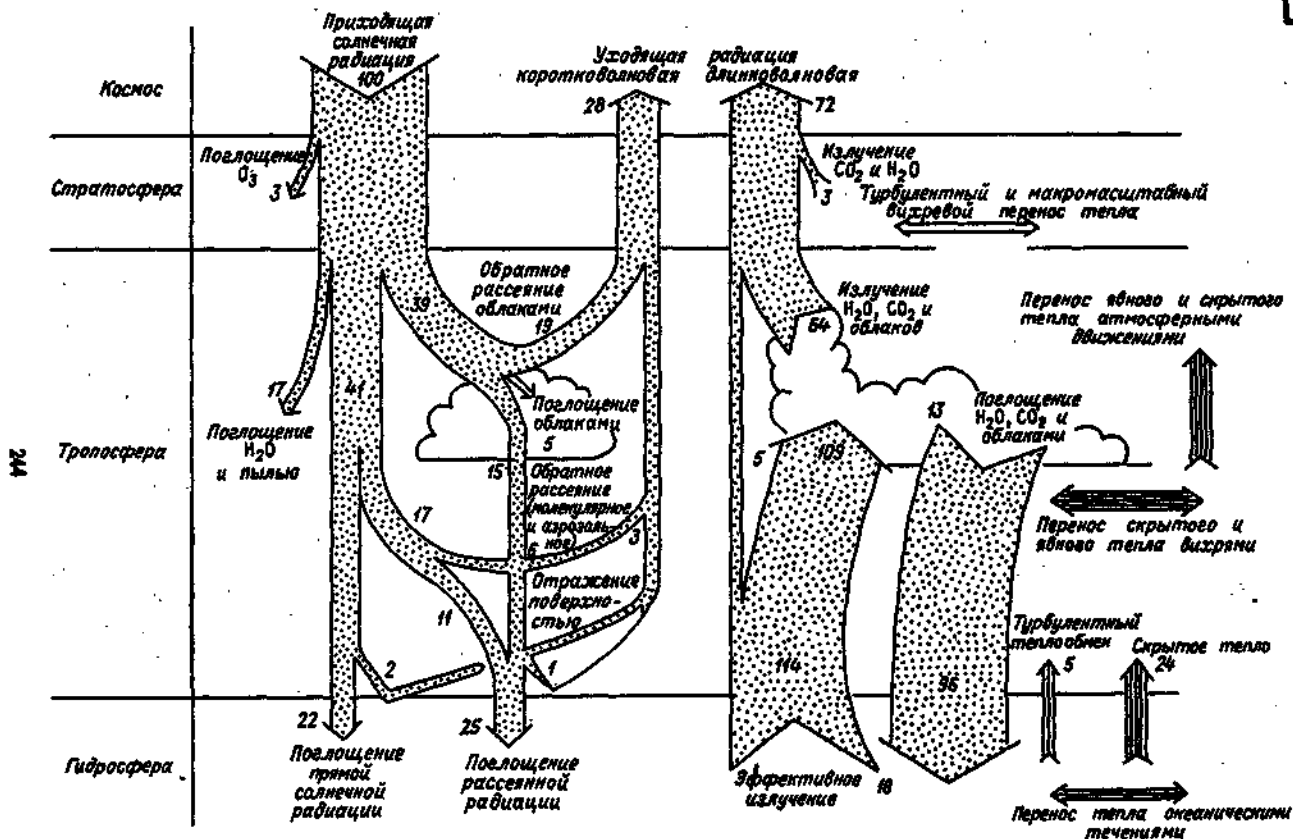


Рис. 2.19. Схема среднего годового теплового баланса климатической системы Земли.

равен нулю. Перенос энергии от подстилающей поверхности к атмосфере осуществляется за счет скрытого тепла. Оно составляет 24 ед., что приблизительно в 5 раз превышает турбулентный теплообмен (5 ед.).

Изображенные на схеме источники и стоки тепла представляют в основном механизмы вертикального перераспределения энергии в климатической системе. Однако, как указывалось выше, радиационный баланс компенсируется не только фазовыми преобразованиями тепла и турбулентным теплообменом, но и поступлениями энергии при ее горизонтальном переносе в океане и атмосфере за счет межширотного обмена масс воздуха и воды с различными температурными характеристиками. Горизонтальный перенос энергии имеет большое значение с точки зрения теории климата.

3

ПОЛЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

3.1.

Географическое распределение и временная изменчивость температуры воздуха на земном шаре

Климатические поля температуры воздуха являются характеристикой состояния одного из звеньев климатической системы — атмосферы. Их структура определяется особенностями распределения солнечной энергии по поверхности Земли, а также процессами взаимодействия между звеньями климатической системы. К ним относятся особенности развития макропроцессов в атмосфере, вид деятельной поверхности и характер теплообмена ее с атмосферой, особенности распределения суши и океанов, а также полей морского льда, рельефа местности. Все эти факторы определяют значительные колебания полей температуры во времени и пространстве.

Карты (рис. 3.1 и 3.2) показывают, что температура воздуха в общем распределяется по земному шару зонально, ее значения постепенно убывают по мере продвижения от экватора в высокие широты. Изменения температуры гораздо резче проявляются зимой, когда горизонтальный градиент средней температуры воздуха примерно в 2 раза больше, чем летом. Над сушей убывание температуры с возрастанием широты происходит быстрее, чем над океаном. Области самых низких и высоких средних температур, как правило, должны находиться в центральных областях материков. Но их расположение тесно связано с условиями атмосферной циркуляции и орографией континентов. Поэтому области низких температур могут заметно смещаться по отношению центра материка. Так, в северном полушарии в январе главный или сибирский полюс холода находится в Якутии, где сильное излучение снежного покрова и интенсивное выхолаживание воздуха в котловинах Среднесибирского нагорья при малооблачной погоде в области обширных антициклонов обуславливают самые низкие температуры воздуха. Образование этого полюса холода также связано с минимальным количеством тепла, поступающего с Атлантического и Тихого океанов. Второй полюс холода расположен над ледниками Гренландии. Он является результатом большой высоты над уровнем моря (около 3 км) и влияния ледяного плато. Здесь возможны примерно такие же низкие температуры воздуха, как в Якутии.

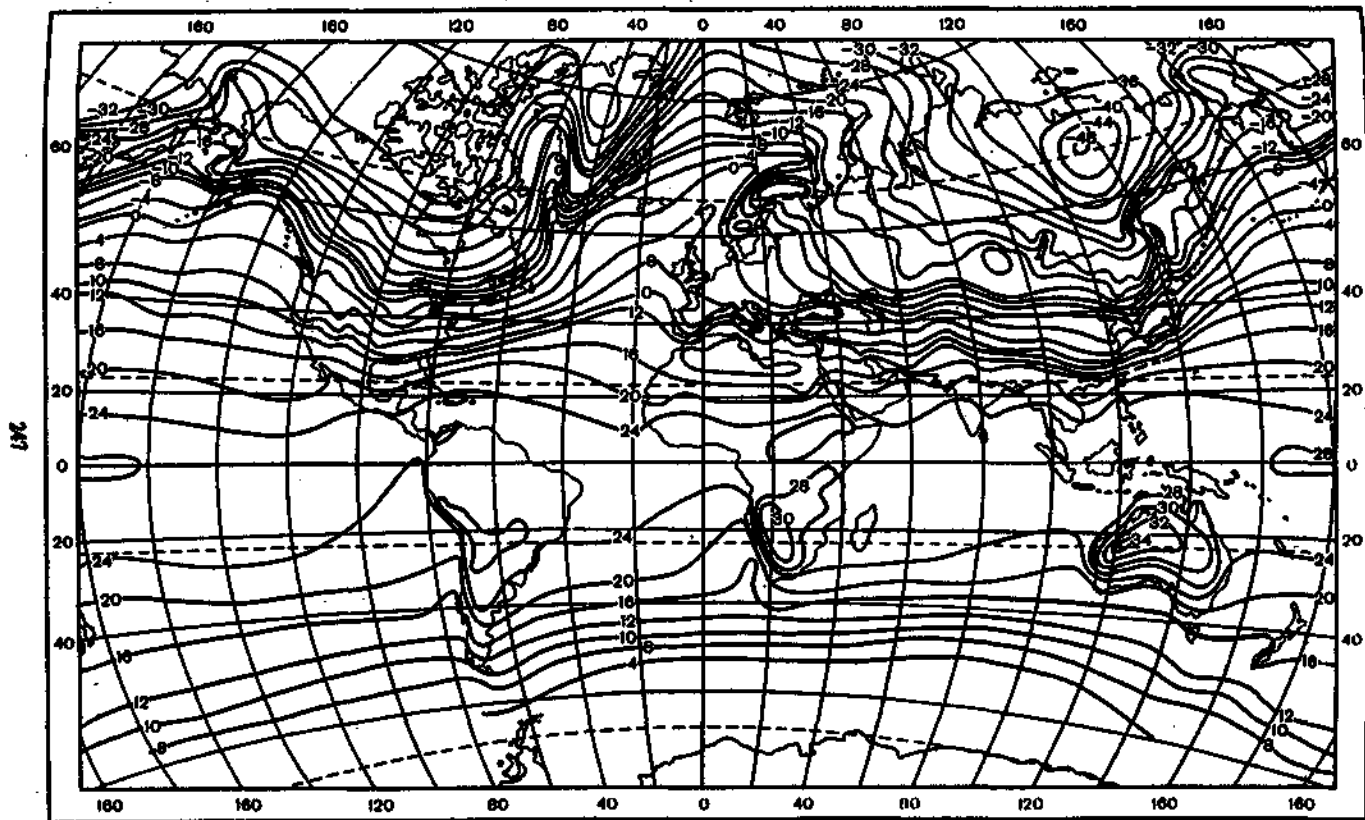


Рис. 3.1. Исогормы на уровне моря. Январь.

Над западными побережьями материков благодаря притоку воздуха с океана температура воздуха выше. Так, на островах Ирландии, Великобритании, Исландии, на всем западном побережье Европы под влиянием Гольфстрима и господствующего западного переноса морских масс воздуха с Атлантического океана климат исключительно мягкий, разности между средними месячными и годовой температурой воздуха сравнительно невелики. Благодаря этому северо-западная Европа имеет более теплый климат по сравнению с любым другим местом земного шара на той же широте. Так, на о. Скомвер у берегов Норвегии (67° с. ш.) средняя температура воздуха в январе составляет 1°C , и фьорды там не замерзают, в то время как в Усть-Цильме на Печоре (несколько южнее 65° с. ш.) она равна -18°C . Под влиянием теплых течений Гольфстрим и Северо-Атлантического в январе нулевая температура воздуха отмечается в районах Северной Атлантики за полярным кругом. Изотерма января -20°C отступает на север — до 83° с. ш., а значительная часть Баренцева моря не замерзает. В Мурманске среднемесячная температура января такая же, как в Волгограде или Астрахани, расположенных более чем на 2000 км южнее.

Температурный контраст между районом Гольфстрима и Скандинавским полуостровом усиливается еще прибрежными горами Норвегии, восточнее которых, над сушей скапливается холодный воздух. Аналогичное влияние на температуру воздуха оказывают Скалистые горы на западном побережье Северной Америки.

Большие горизонтальные градиенты температуры создаются у восточных побережий материков, в особенности над Японским и Гренландским морями, где они зимой в 5–6 раз больше, чем летом. Их возникновению способствует наличие теплых течений, проходящих вблизи восточных окраин материков. Указанные районы являются областями особенно резких смен погоды и сильных ветров. Холодные течения обуславливают понижение температуры воздуха и нарушают ее широтное распределение. Поэтому у западных берегов Африки и Северной Америки между 19 и 33° с. ш. под влиянием холодных течений изотермы несколько опускаются к югу. По обе стороны экватора располагается широкая полоса, где средняя температура зимой и летом очень высокая (и в течение года меняется сравнительно мало). Ее сезонные перемещения происходят таким образом, что в течение трех месяцев (январь — март) она занимает крайнее южное положение ($0-10^{\circ}$ ю. ш.). В остальные месяцы она находится в северном полуша-

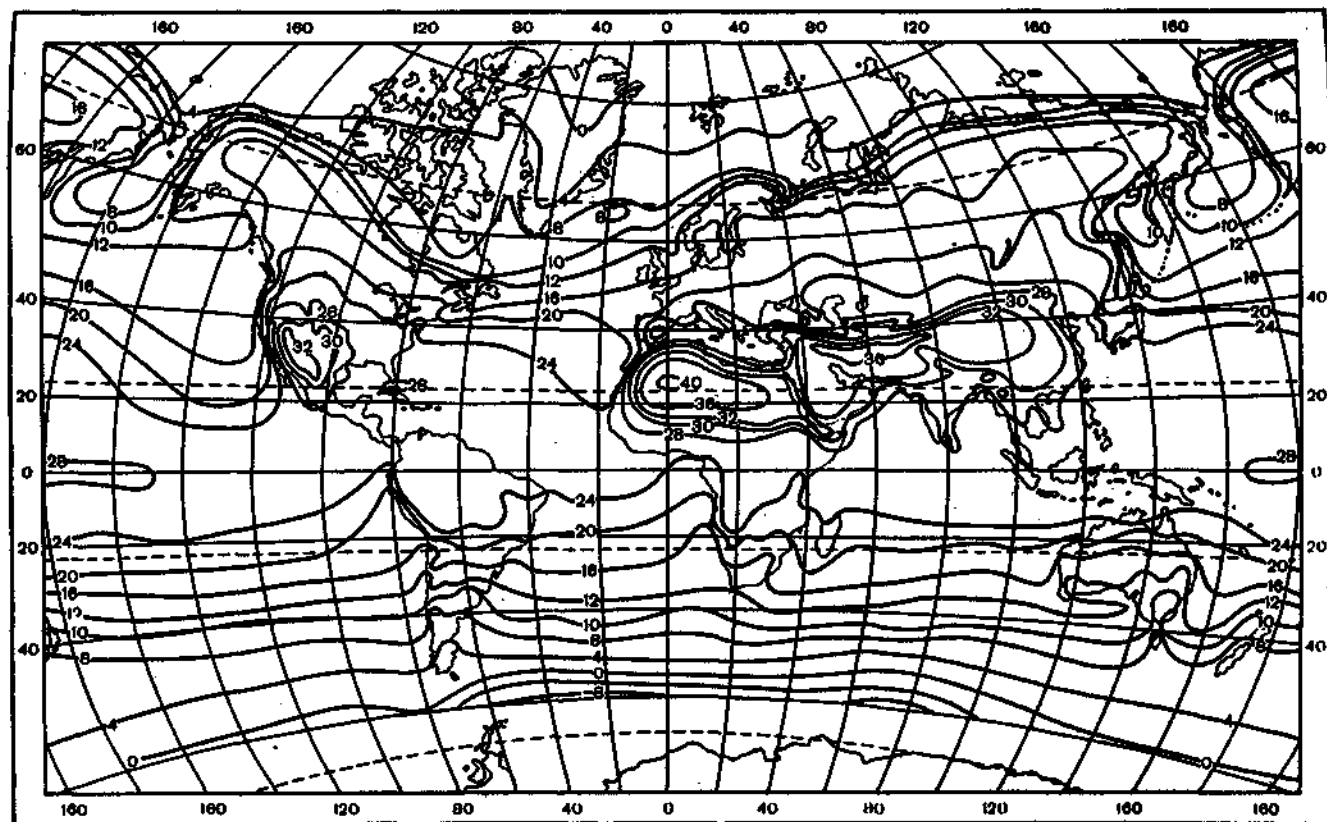


Рис. 3.2. Изотермы на уровне моря. Июль.

рии, где ее граница достигает $10-20^{\circ}$ с. ш. в период с июля по октябрь. Наиболее высокие средние температуры воздуха ($24-28^{\circ}\text{C}$) круглый год сохраняются в полосе $0-5^{\circ}$ с. ш. (так называемый термический экватор).

Летом (июль) в северном полушарии распределение температур заметно изменяется. Лишь небольшая область в Арктике имеет средние температуры ниже 0°C .

В Восточной Сибири после исключительно холодной зимы, лето оказывается очень теплым. Например, в Якутске температура в июле (19°C) выше, чем в Париже.

Влияние холодных течений у берегов Калифорнии и Северной Африки проявляется особенно отчетливо — они понижают среднюю широтную температуру июля на $6-10^{\circ}\text{C}$. Поэтому ее годовой максимум здесь перемещается на осень.

Над материками появляется несколько областей тепла. В южной Калифорнии (Долина Смерти), Мексике (Сан-Луис-Потоси) и Северной Африке (Азизия, Ливийская пустыня) максимальная температура воздуха поднимается до 57 и 58°C . Наиболее высокие среднегодовые температуры воздуха характерны для засушливых и пустынных районов тропических широт. Так, в Восточной Африке (Лу, Сомали) они достигают 31°C , а в Массауа (Эфиопия, 15° с. ш.) 30°C .

Самым жарким местом в Советском Союзе является юг Узбекистана и Туркмении (Термез, Репетек и др.), где отмечались максимальные температуры воздуха до 50°C .

В южном полушарии распределение температур воздуха более однообразно. Летом (январь) здесь формируются свои области тепла — в Южной Африке (пустыня Калахари), в Центральной Австралии и др., где каждый год наблюдается температура воздуха выше 45°C , а зимой она падает до -5°C , что свидетельствует о хорошо выраженной континентальности климата. Даже в Антарктиде максимальная температура воздуха может превышать 10°C ($11,6^{\circ}\text{C}$; ст. Оазис, декабрь 1956 г.).

Велико влияние на температуру воздуха холодных течений Перуанского и Бенгельского. Например, на побережье Перу (Моллендо, 17° ю. ш.) средняя температура июля 15°C , а в Южной Африке (Свакопмунд, 22° ю. ш.) она не превышает 13°C . Нигде больше в тропической зоне нет таких низких температур, как в этих районах.

Летом в южном полушарии понижение температуры воздуха в общем происходит от экватора до 50° ю. ш. Южнее ее располагается широкая зона до берегов Антарктиды, отличающаяся сравнительно

однородными температурами, близкими к $0,5^{\circ}\text{C}$.

Сама Антарктида очень холодна – средняя температура зимних месяцев от -50 до -70°C , а летом -30°C . Так, на внутриконтинентальной станции Восток, расположенной на ледяном плато (78° ю. ш., 3488 м над ур. м.), средняя годовая температура близка к -59°C , а абсолютный минимум в августе 1983 г. составил $-89,2^{\circ}\text{C}$ – это самая низкая температура, зарегистрированная на Земле (так называемый мировой полюс холода). По расчетам советских и зарубежных ученых здесь возможны температуры воздуха ниже -100°C .

Отметим, что для сопоставления результатов метеорологических наблюдений их полезно приводить к одному уровню. В этом случае станция Оймякон в Якутии сохраняет за собой право считаться полюсом холода нашей планеты – температура воздуха на станции Восток окажется примерно такой же, как и там.

Различия в средней годовой температуре между Арктикой и Антарктидой достигают $10-14^{\circ}\text{C}$. Это в значительной степени определяется тем, что Антарктида занята обширным материком, в то время как большая часть Арктики занята океаническими водами, куда сравнительно легко проникает тепло из более низких широт.

Средние широтные температуры, если учесть размер площадей, соответствующих каждой широтной зоне, позволяют рассчитать среднюю температуру каждого из полушарий и всей Земли в целом (табл. 3.1).

В более континентальном северном полушарии различие между летней и зимней температурами больше (примерно в $2,5$ раза), чем в южном. Все северное полушарие несколько теплее южного – среднегодовая температура там примерно на $1,5^{\circ}\text{C}$ выше. Среднегодовая температура воздуха земного шара около 14°C .

Под влиянием неодинакового радиационного режима, распределения материков и океанов температуры воздуха на одних и тех же широтах северного и южного полушарий могут значительно различаться. На рис. 3.3 показан характерный годовой ход средних широтных температур на экваторе, 45° ш. обоих полушарий и на полюсах. Он наглядно иллюстрирует влияние подстилающей поверхности на распределение температур воздуха в основных широтных зонах, с различной площадью океанов и континентов.

На экваторе, где преобладает океаническая поверхность и радиационный баланс мало меняется по сезонам года, годовой ход температуры сильно сглажен. На 45° с. ш. амплитуда ее колебаний значительно больше ($21,3^{\circ}\text{C}$), поскольку здесь располагается 51% суши. В южном же полушарии южнее 45° ю. ш., где преобладает водная поверхность

Таблица 3.1

Средние температуры воздуха (°C) на уровне моря

Район	Январь	Июль	Год	Амплитуда колебаний
Северное полушарие	0,9	22,4	15,2	13,4
Южное полушарие	16,4	11,4	13,8	5,0
Вся Земля	—	—	14,2	—

(там только 3 % суши) годовая амплитуда температуры воздуха в несколько раз меньше (4,9 °C).

О влиянии распределения материков и океанов на температуру воздуха можно судить по картам изаномал — средних многолетних отклонений температуры данного пункта от среднеширотных. Изано-

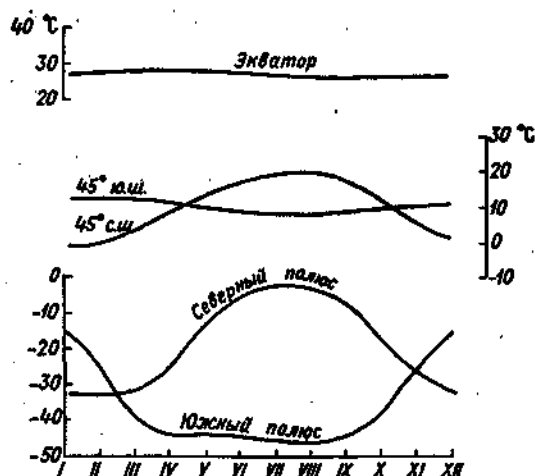


Рис. 3.3. Годовой ход средних широтных температур на экваторе, 45° с. ш., 45° ю. ш. и на полюсах. По В. С. Рубинштейн.

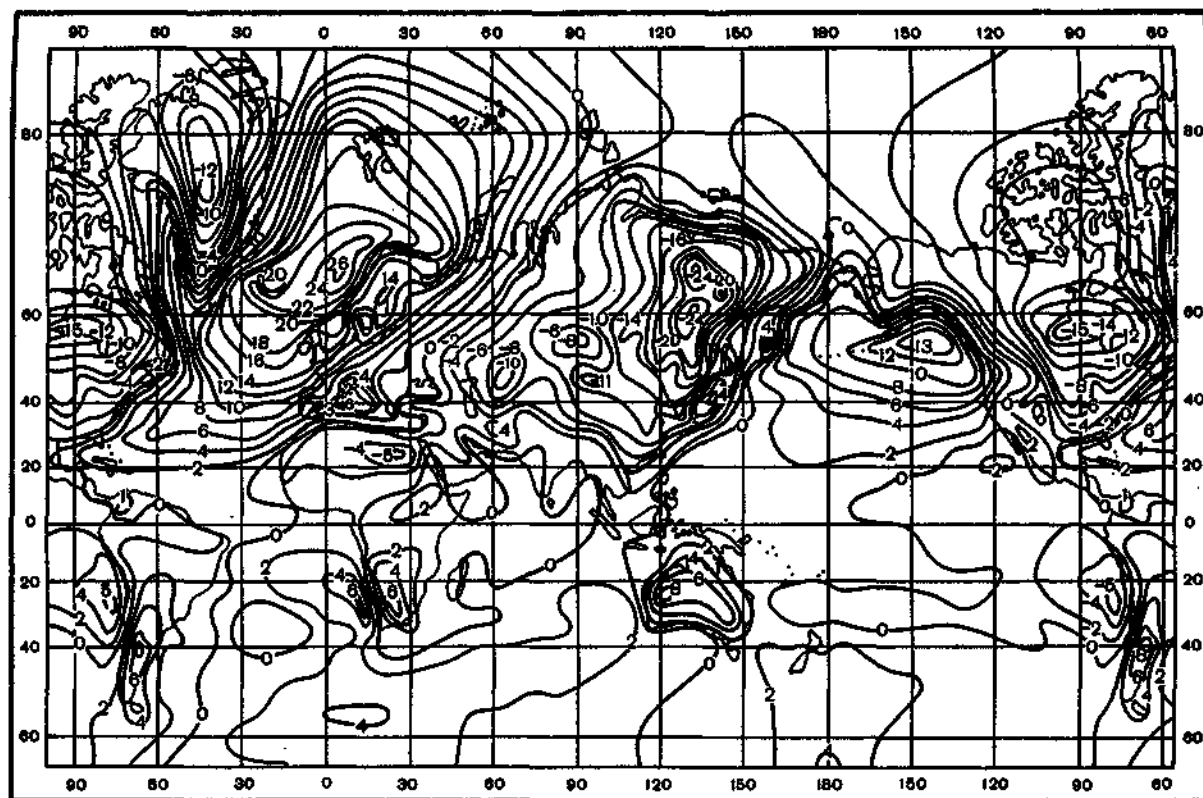


Рис. 3.4. Изаномалы температуры воздуха в январе (°C).

3. Поле температуры и факторы, его определяющие

3.2. Влияние материков и океанов на поле температуры

малы весьма показательны для выявления климатообразующих процессов, в теории климата их можно использовать для расчета теплообмена между океаном и сушей. В. В. Шулейкин на основе карт изаномал вычислил количество тепла, переносимого с океана на материк. В общем карты изаномал достаточно наглядно отражают особенности в нагревании и охлаждении континентов и океанов. Так, наибольшие разности между средними температурами воздуха на одной широте в январе (рис. 3.4) наблюдаются вдоль 60° с. ш. и достигают между Северной Атлантикой и Якутией примерно 44°C . К северу и югу они сглаживаются. Такие контрасты температур определяют существенные отличия климата морских акваторий и континентов. Они влияют и на общую циркуляцию атмосферы, в частности, формируют муссонную циркуляцию.

В полярных и экваториальных широтах различия в средних температурах пунктов невелики ($3-10^\circ\text{C}$).

Характерно положение изаномалы 0°C . Она почти очерчивает контуры континентов Азии и Северной Америки, как бы ограничивая области резко континентальных климатов (однако в Западной Европе, из-за тепляющего влияния Атлантики она заметно сдвинута к востоку).

Над всеми теплыми течениями (Гольфстрим, Куросио и др.) образуются области положительных, а над холодными (Перуанское, Бенгельское и др.) – области отрицательных изаномал.

Летом в северном полушарии (июль) вследствие прогревания материков зона наибольших температурных различий между сушей и океаном ослабевает и смещается по сравнению с январем к югу (в субтропические широты).

На годовых картах изаномал океаны оказываются заметно теплее суши.

3.2.

Влияние термических свойств материков и океанов на поле температуры. Океанический (морской) и континентальный типы климатов

Распределение суши и моря на земной поверхности является одним из важнейших климатообразующих факторов. Влияние океанов и материков на климат и режим погоды велико и разнообразно. Особенности термического режима, циркуляции воздуха и увлажнения на

континентах и океанах определяются их физическими свойствами — теплопроводностью, теплоемкостью и шероховатостью. Благодаря огромной теплоемкости и теплопроводности воды океана накапливают тепло и затем в определенные промежутки времени расходуют его, обогревая атмосферу (особенно в холодный период года). Нагревание и охлаждение суши происходит иначе, чем поверхности океана. Вследствие большого альбедо суши значительное количество приходящей солнечной радиации отражается, а поглощенная радиация сравнительно невелика. Все это вызывает существенные колебания температуры поверхности почвы, а следовательно, и воздуха над ней. Суша отдает много тепла на нагревание приземных слоев воздуха, особенно летом в засушливых и пустынных районах, где очень малы затраты тепла на испарение. Поэтому там возможны наиболее высокие средние и максимальные температуры воздуха. Летом (днем) водная поверхность нагревается меньше, поскольку большая часть приходящей солнечной радиации расходуется на испарение, а также передается в глубь водных масс. Суша в это время нагревается сильнее. Зимой (ночью), когда преобладают процессы излучения, поверхность океанов и морей охлаждается медленно, а суша гораздо быстрее.

Различия в теплоемкости воды и суши, особенно в способах передачи тепла (путем турбулентного перемешивания в воде и теплопроводности в почве), являются причинами того, что на морях и океанах, на островах и в прибрежных местностях создается особый тип климата, называемый морским или океаническим, который существенно отличается от климата континентального.

Основными и наиболее общими чертами морского климата являются:

- малая по сравнению с континентальным климатом суточная и годовая амплитуда температуры воздуха, а также запаздывание наступления экстремальных температур в годовом ходе;
- повышенная влажность воздуха;
- значительная облачность;
- увеличенное количество осадков.

Наличие океанов и континентов, имеющих разные тепловые свойства, приводит к существенным изменениям климата вдоль одной и той же широтной зоны, чего не было бы в условиях однородной подстилающей поверхности. В табл. 3.2 в качестве примера показано распределение средних и экстремальных температур воздуха для ряда станций Евразийского материка, расположенных примерно на одной широте (под 60° с. ш.). Как видим, значения средних месячных, средних годовых, максимальных и минимальных температур резко отлича-

Таблица 3.2

Распределение температуры воздуха (°C) в морском и континентальном климатах

Пункт	Долгота	Средняя температура воздуха				Предельная температура		
		наименьшая	наибольшая	год	амплитуда	минимальная	максимальная	амплитуда
Неруик, Шетландские острова	1 ° в	-2,9 (II)	12,1 (VIII)	7,2	13,0	-8,9	23,3	32,2
Москва	39 ° в	-10,2 (I)	18,1 (VII)	3,8	28,3	-42,0	32,0	74,0
Внисейск	91 ° в	-22,0 (I)	18,4 (VII)	-1,9	40,4	-59,0	37,0	96,0
Оймякон	144 ° в	-50,0 (I)	14,5 (VII)	-16,6	64,5	-71,0	33,0	104,0
мыс Олюторский (п-ов Камчатка)	170° в	-10,8 (II)	10,6 (VIII)	-1,3	24,4	-39,0	30,0	69,0

ются, а амплитуды их колебаний на побережьях континента оказываются во много раз меньше, чем в его центральной части. Необходимо также отметить, что на восточной окраине континента зима и лето заметно холоднее (мыс Олоторский и др.), чем на западном побережье, где господствует перенос теплых воздушных масс с Атлантического океана.

Для океанического климата характерны очень сглаженные колебания температуры с запаздыванием экстремумов как в суточном, так и годовом ходе (на один-два месяца). В соответствии с этим весна в океаническом климате оказывается холоднее осени, что является дополнительным его признаком. Это особенно хорошо заметно на отдаленных от побережья островах. Например, в Северной Атлантике (Леруик и др.) годовой минимум температуры наблюдается обычно лишь в феврале – марте, а максимум – в августе. Там, где господствуют холодные морские течения, наиболее теплым месяцем может стать даже сентябрь (побережье Калифорнии, южная Португалия, о-ва Зеленого Мыса и др.).

Влияние распределения моря и суши на термический режим в зоне полярных льдов приобретает некоторые особенности. Летом ледяные поля по сравнению с окраинными морями, разводящими становятся аналогами континента. К тому же поверхность тающего льда и снега имеет несколько более высокую температуру, из-за чего происходит накопление температур, близких к 0°C . Зимой ход температур здесь напоминает океанический. Минимум температуры формируется к марту, температуры же предыдущих зимних месяцев уменьшаются в годовом ходе мало. Подобный ход температуры назван безъядерными зимами. Их происхождение связывалось с проникновением тепла из незамерзших слоев океана за счет теплопроводности льда (Поллак), теплоотдачи полыней (В. Ю. Визе), выделения скрытого тепла замерзания воды (П. И. Колосков). Под воздействием этих факторов давление воздуха над окраинными морями становится меньше, чем в глубине континента, что способствует выносу тепла по северной периферии антициклона (Воейков, Лир). Эти выносы происходят в различные месяцы, нарушая годовой ход потеплениями. Вероятность подобных потеплений в циклонических районах (Северная Атлантика, Берингово море, устье р. Оби) достигает 80 % лет (Е. С. Рубинштейн) и быстро уменьшается на континенте (до 10% в резко континентальных районах). Это явление иногда называют теплоядерностью. Интересно, что резкие колебания температуры циркуляционного характера возникают и в прибрежных частях Антарктиды, хотя там годовой ход температуры в среднем выражен достаточно четко.

В континентальном климате амплитуда колебаний температуры велика. Здесь самый теплый месяц обычно июль, а самый холодный — январь. В умеренных широтах континентальный климат отличается суровостью зимы и более жарким летом по сравнению с климатом морских побережий или океанических островов. Поэтому максимальные амплитуды колебаний температуры воздуха были зарегистрированы в центральных и восточных частях материка, где они, по многолетним данным, превышали 95–100 °С, что является признаком исключительно большой континентальности климата (Енисейск и Оймякон, см. табл. 3.2).

Таким образом, большие суточные и годовые амплитуды температуры, пониженные влажность, облачность и годовые количества осадков являются признаками континентальности климата. Она зависит от относительного распределения суши и воды и возрастает по мере удаления от берега в глубь суши. Степень континентальности является важным свойством климата. В качестве меры континентальности часто пользуются средней годовой амплитудой температуры воздуха, представляющей собой разность между средними температурами самого теплого и холодного месяцев.

Годовые амплитуды температуры воздуха в океанических районах у экватора и в высокогорных районах тропической зоны малы (рис. 3.5). Например, на о. Джалаунт в Тихом океане они составляют 0,4 °С, а в Кито, столице Эквадора, расположенной на 12° ю. ш. на высоте 2850 м над ур. м., всего 0,2 °С. С удалением от экватора годовая амплитуда температуры воздуха быстро возрастает. В экваториальных и тропических широтах среднегодовые амплитуды колеблются в пределах 2–5 °С, возрастая в умеренных широтах до 20–25 °С и в полярных до 30–35 °С.

Континентальность климата оценивается индексом континентальности k . Было предложено около 20 различных вариантов вычисления индексов континентальности, с помощью которых можно дать самую краткую и сравнимую оценку этого важного свойства климата. Почти все они основаны на учете годовой амплитуды температуры воздуха.

Например, индекс континентальности С. П. Хромова может быть представлен в виде

$$k = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A}, \quad (3.1)$$

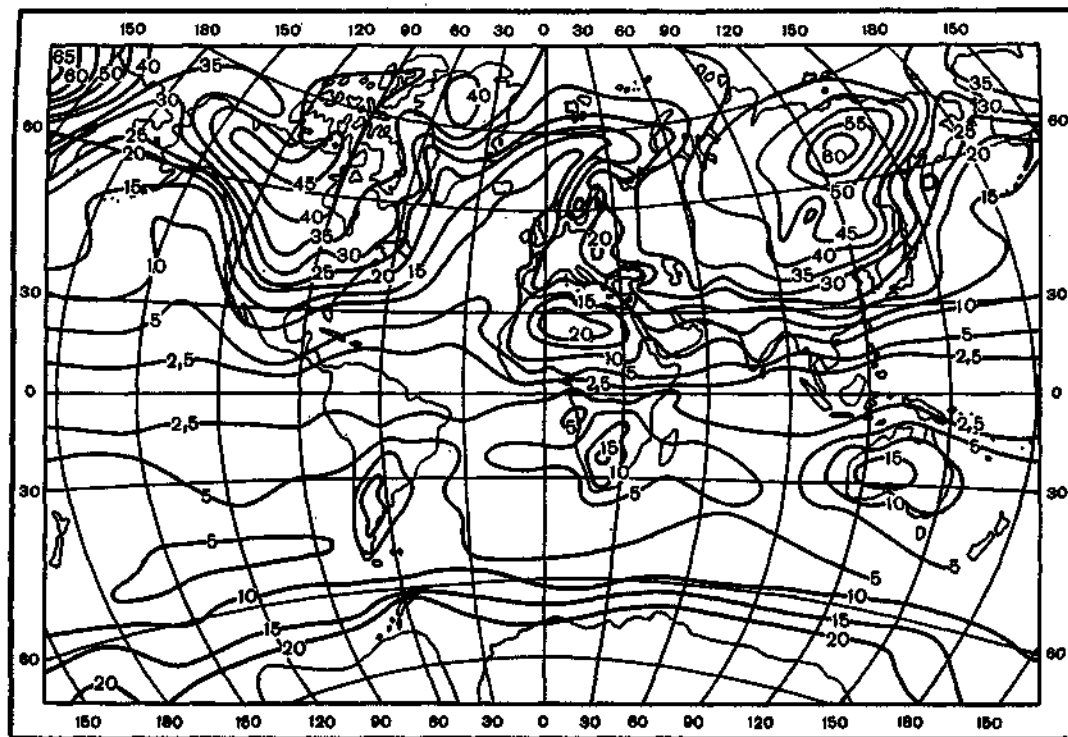


Рис. 3.5. Средние годовые амплитуды температуры воздуха (°C).

3

3. Поле температуры и факторы, его определяющие
3.2. Влияние материков и океанов на поле температуры

где A — фактическая годовая амплитуда температуры воздуха в данном пункте; $5,4 \sin \varphi$ — чисто океаническая амплитуда, которая была бы над океаном, совершенно свободным от континентальных влияний. Распределение этого индекса континентальности по земному шару показано на рис. 3.6.

Из рисунка видно, что только в умеренных широтах Мирового океана южного полушария влияние материков на годовую амплитуду температуры воздуха очень незначительно ($k < 10\%$).

В центральных частях континентов индекс континентальности достигает максимальных значений (90%). Над Атлантическим океаном и большей частью Тихого океана, находящихся в северном полушарии, $k = 50 \dots 75\%$. Здесь влияние материков на формирование годовой амплитуды велико, что является следствием выноса на акваторию этих океанов континентального воздуха с материка Северная Америка, ледяного плато Гренландия и особенно из восточных районов Азии, где хорошо развита муссонная циркуляция.

Континентальность климата также определяется интенсивностью адвекции воздушных масс с океана. Она тем меньше, чем интенсивнее эти потоки и чем чаще они приходят на материк. Наибольшее значение такой процесс приобретает в умеренных широтах в холодный сезон на западных побережьях материков, когда океаны превращаются в мощные нагреватели и с их акватории преобладающие в тропосфере западные ветры приносят на материк теплый воздух (это хорошо проявляется в зимнее время на территории Европы). В тропических районах преобладает восточный поток и на западные берега поступает континентальный воздух. Создаваемые океаническими и материковыми поверхностями особенности термического режима проявляются в тропосфере и стратосфере. Тепловое воздействие океанов и континентов, как правило, распространяется на всю тропосферу. В ряде случаев над Тихим океаном его удается проследить до 45 км. Под воздействием океанов и континентов воздушные массы меняют свои свойства, происходит их трансформация. Это в свою очередь оказывает огромное влияние на структуру термобарического поля тропосферы и изменяет характер атмосферной циркуляции.

Климатические условия, которые были представлены выше, в основном относятся к умеренной зоне. Однако континентальность климата в большой степени зависит от широты места (изменения долготы дня и притока солнечной радиации). В районах, близких к

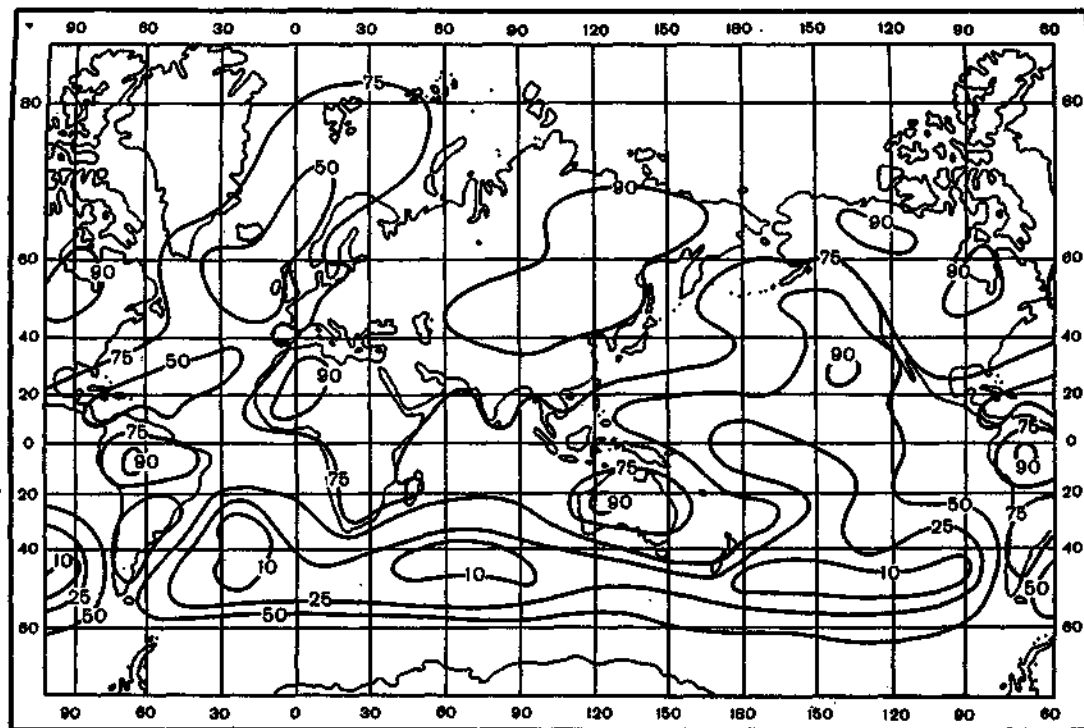


Рис. 3.6. Распределение индекса континентальности. По С. П. Хромову.

3

3. Поле температуры и факторы, его определяющие

3.2. Влияние материков и океанов на поле температуры

полюсам, с их отрицательным радиационным балансом на земной поверхности (особенно в период длинной полярной ночи), с наиболее низкими температурами, а следовательно, и минимальной абсолютной влажностью континентальность проявляется иначе, чем в субтропических и тропических широтах. В субтропиках различия между сезонами сглажены; во влажных тропиках годовой ход метеорологических величин отступает на второй план по сравнению с суточным ритмом. Тем не менее воздействие подстилающей поверхности на климат прослеживается и здесь. Так, на суше в пределах пояса повышенного давления простираются пустыни, в которых зарегистрированы наиболее высокие температуры. Относительная влажность здесь очень низкая и испаряемость исключительно велика. В тех же широтах над океаном ход температуры воздуха более сглажен и абсолютная влажность воздуха велика. В постоянно влажных тропиках и экваториальной зоне контраст между материковым и морским климатами наименьший.

4

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, РЕЛЬЕФ И ИХ КЛИМАТООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

4.1

Общие понятия об атмосферной циркуляции

Общей циркуляцией атмосферы называют совокупность основных воздушных течений, которые осуществляют горизонтальный и вертикальный обмен масс воздуха. Не тривиален вопрос о том, представляет ли собой общая циркуляция атмосферы климатообразующий фактор или же характеристику климата. С одной стороны, общая циркуляция атмосферы порождается внешними астрономическими и геофизическими климатообразующими факторами, такими как поток солнечной энергии, неравномерно распределяющейся по поверхности Земли благодаря особенностям орбитального движения последней вокруг Солнца, структуре Земли как планеты, скорости вращения ее вокруг своей оси. С другой стороны, она генерируется и под действием внутренних геофизических климатообразующих факторов, которые определяют характер энергетического взаимодействия между звеньями климатической системы. К ним относятся состав и структура атмосферы, особенности подстилающей поверхности, в том числе географическое распределение материков и океанов, рельеф поверхности суши. Таким образом, общая циркуляция атмосферы является одной из характеристик состояния климатической системы. Однако основные воздушные течения представляют собой механизм обмена массами холодного и теплого воздуха и, следовательно, переноса тепла и влаги, что формирует климатический режим отдельных регионов и планеты в целом. Они оказывают большое влияние на формирование особенностей циркуляции вод в океане. Особенно большое значение атмосферная циркуляция оказывает на облачность, осадки и изменения погоды. С этой точки зрения общую циркуляцию атмосферы следует отнести к внутренним геофизическим климатообразующим факторам.

Общая циркуляция атмосферы включает ряд крупномасштабных движений. Среди них наибольший масштаб имеет западный перенос масс воздуха, охватывающий тропосферу и часть стратосферы внетропических широт летом и всю стратосферу зимой. Он обусловлен тем, что из-за наличия температурного контраста между экватором и

полусом горизонтальная составляющая силы барического градиента в основном направлена от тропиков к полюсам, а также отклоняющим действием вращения Земли вокруг своей оси. Западный перенос более или менее возмущенный наблюдается, как правило, над большей частью внетропических широт северного и южного полушарий.

Температурный контраст между полюсами и экватором назван В. В. Шулейкиным тепловой машиной первого рода. Тепловой машиной второго рода можно назвать температурные контрасты между более теплым океаном и охлажденным материком зимой и между перегретым материком и более холодным океаном летом. Работой такой тепловой машины обеспечивается муссонная циркуляция, которая имеет масштабы, сравнимые с размерами материков или океанов. В тропической зоне наблюдается пассатная циркуляция, обусловленная наличием субтропических антициклонов.

Важной составной частью общей циркуляции атмосферы является циркуляция воздуха в системе внетропических циклонов и антициклонов, которые непрерывно возникают и разрушаются, оказывая большое влияние на характер межширотного обмена масс воздуха, посредством которого происходит перенос тепла из низких широт в высокие и холода из высоких широт в низкие. Межширотный обмен поддерживает определенное распределение температуры воздуха, которое существенно отличается от ее распределения, создаваемого лучистым равновесием.

Воздушные течения в системе общей циркуляции атмосферы характеризуются тем, что скорости горизонтальной составляющей потока в крупномасштабных процессах в среднем на два-три порядка больше скорости вертикальной составляющей, которая измеряется сантиметрами в секунду. В отдельных случаях (смерч, гроза и др.) вертикальные токи могут быть очень сильными.

Атмосферные движения имеют вихревой характер и отличаются нестационарностью. Это приводит к тому, что атмосферная циркуляция, ее структурные элементы непрерывно меняются. В результате вертикальной неоднородности атмосферы, характеристики которой изменяются с широтой, при переходе от одного слоя атмосферы к другому происходит изменение направления и скорости воздушных течений, что наряду с изменением в вертикальном и горизонтальном направлениях плотности воздуха создает неравномерное распределение кинетической энергии как по вертикали, так и по горизонтали.

Энергетический вклад различных слоев атмосферы меняется также при переходе от сезона к сезону.

Закономерности сезонных изменений циркуляции атмосферы связаны с неравномерным поступлением солнечной энергии к различным полушариям в один и тот же сезон и в разные сезоны в одном и том же полушарии. Особенно сильно это проявляется в северном полушарии, где большие пространства занимают материки. Относительное охлаждение зимой материков и перегрев летом вызывают посредством различий в энергетическом взаимодействии атмосферы с материками и океанами сезонные особенности поля давления и, следовательно, поля течений.

Кроме вихревых движений в атмосфере наблюдаются также волновые движения. К ним относятся волны в зональном потоке с длиной волны 5000 км, называемые волнами Россби, волны меньшего масштаба, соответствующие отдельным циклонам и антициклонам, а также гравитационные волны. Волновые движения свойственны и различного рода поверхностям раздела, которые образуются в атмосфере.

Существуют различные методы изучения общей циркуляции атмосферы, например синоптический, статистический и гидродинамический. Синоптический метод подразумевает изучение крупномасштабных воздушных течений с помощью карт погоды различных уровней. Статистический метод основан на анализе характеристик полей крупномасштабных течений, полученных с помощью методов математической статистики. Наконец, гидродинамический метод содержит в своей основе математическое моделирование атмосферных процессов с помощью уравнений гидродинамики, отражающих физические закономерности, присущие атмосфере Земли. Математическое моделирование, надо полагать, явится в дальнейшем основным методом теории климата. Если в настоящее время оно имеет в основном доказательную силу, т. е. дает возможность обосновать те или иные особенности современного климата, то в дальнейшем оно, как можно надеяться, позволит осуществлять прогнозирование климата на различные временные интервалы.

4.2.

Характерные черты преобладающей зональной циркуляции

4.2.1

Зональная циркуляция в тропосфере

Рассмотрим основные черты наиболее крупномасштабного звена общей циркуляции атмосферы – западного переноса, опираясь на статистический метод исследования. Как было указано выше, главной причиной западного переноса являются температурная горизонтальная неоднородность атмосферы и отклоняющее действие вращения Земли. Температурная горизонтальная неоднородность атмосферы обусловлена особенностями энергетического взаимодействия между деятельной поверхностью и атмосферой, которые подробно рассмотрены в гл. 2. Было показано, что в низких широтах количество тепла, которое поступает на единицу площади земной поверхности в течение года, значительно превышает количество тепла, поступающего в высокие широты. От нагретой деятельной поверхности континентов и океанов путем турбулентной теплопроводности, испарения воды и конденсации пара в атмосфере, радиационных потоков тепла, которые поглощаются термодинамически активными примесями (H_2O , CO_2 и др.), тепло переносится в атмосферу. Таким образом, температурный контраст между низкими и высокими широтами возникает не только у поверхности земли, но и во всей толще тропосферы.

Поле давления на некотором уровне в тропосфере определяется полем температуры. Поэтому градиент давления в среднем также направлен от низких широт к высоким. На вращающейся Земле возникает перенос воздуха с запада на восток в результате закона сохранения момента количества движения. Однако температурные контрасты определяют не только интенсивность зонального движения воздуха, но и стимулируют возникновение вихревого компонента в форме циклонических и антициклонических вихрей, которые являются одним из основных механизмов межширотного обмена масс воздуха. Чем больше температурные контрасты, тем интенсивнее вихревое движение в тропосфере. Последнее способствует некоторому выравниванию температурного контраста путем переноса избытка тепла в высокие широты, а избытка холода – в низкие. О значении этого механизма в формировании поля температуры и, следовательно,

циркуляции воздуха можно судить по данным, приведенным в табл. 4.1.

Из табл. 4.1 видно, что межширотный воздухообмен приводит к понижению температуры на 7–13 °C в низких широтах и к повышению температуры на 19–23 °C в высоких широтах, т. е. посредством этого обмена высокие широты приобретают дополнительное тепло, а низкие широты охлаждаются за счет притока более холодного воздуха из высоких широт.

Большое влияние на формирование поля температуры воздуха оказывает подстилающая поверхность. Влияние подстилающей поверхности рассмотрено в предыдущем разделе. Обратим внимание на карты изотерм у поверхности земли в январе и июле (см. рис. 3.1 и 3.2). Из них следует, что везде в северном и южном полушариях горизонтальный градиент температуры направлен от низких широт к высоким. Однако зональность положения изотерм существенно искажается, особенно зимой, под влиянием материков и океанов, что вносит возмущения в поле средней температуры воздуха во всей толще тропосферы. Это хорошо видно на картах относительной топографии OT_{1000}^{300} для января и июля (рис. 4.1 и 4.2). Они характеризуют распределение по земному шару средней температуры нижнего 9-километрового слоя атмосферы.

Из рис. 4.1 следует, что в январе в северном полушарии имеет место деформация изогипс как над континентами, так и над океанами, причем над континентами образуются ложбины холода, а над океанами – гребни тепла. В июле (см. рис. 4.2), наоборот, гребни тепла располагаются уже над перегретыми континентами. Что касается южного полушария, то там сколь-нибудь заметная деформация изогипс отсутствует, поскольку большую часть полушария занимает однородная океаническая поверхность.

Таблица 4.1

Распределение среднеширотных значений температуры лучистого равновесия и фактической температуры воздуха в северном полушарии

Температура	Широта, ...°									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Лучистого равновесия	39	36	32	22	8	-6	-20	-32	-41	-44
Действительная	26	27	25	20	14	6	-1	-9	-18	-22
Разность	-13	-9	-7	-2	6	12	19	23	23	22

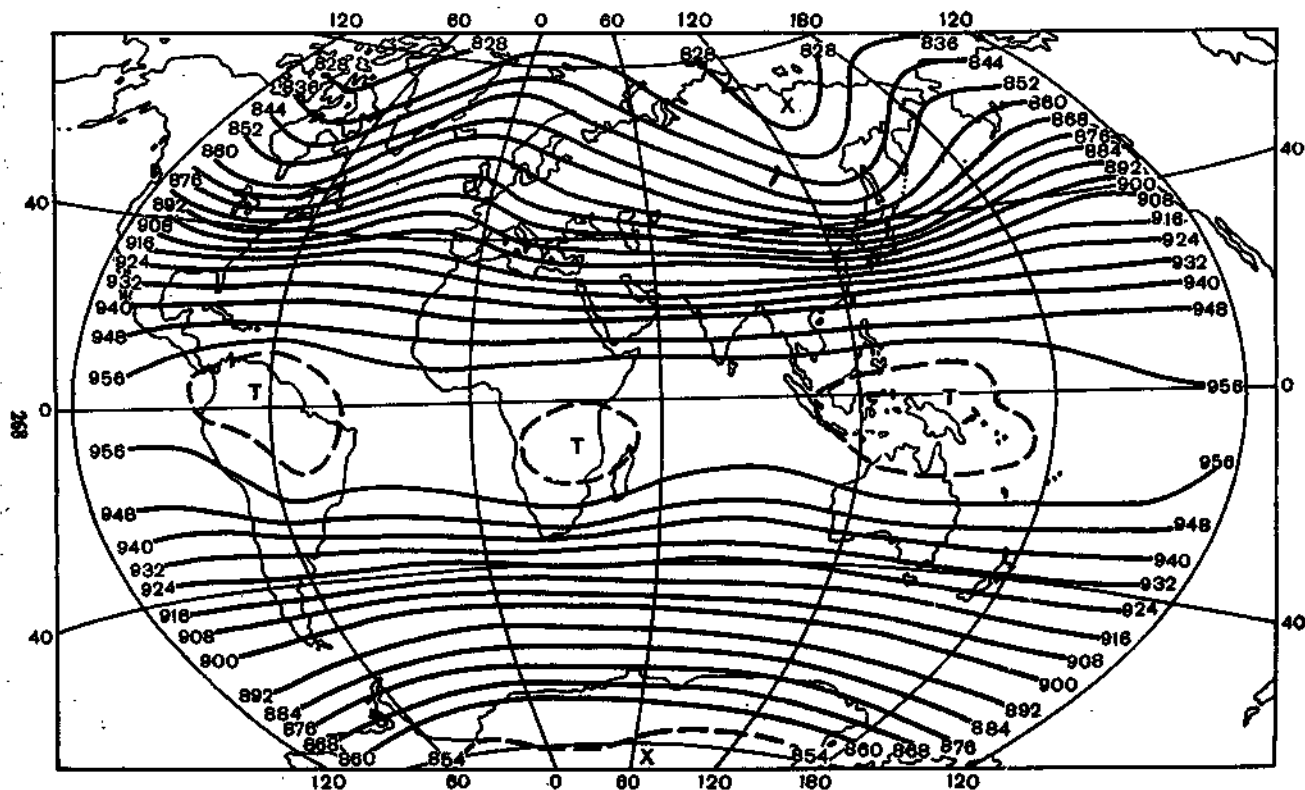


Рис. 4.1. Относительная топография OT_{1000}^{300} . Январь.

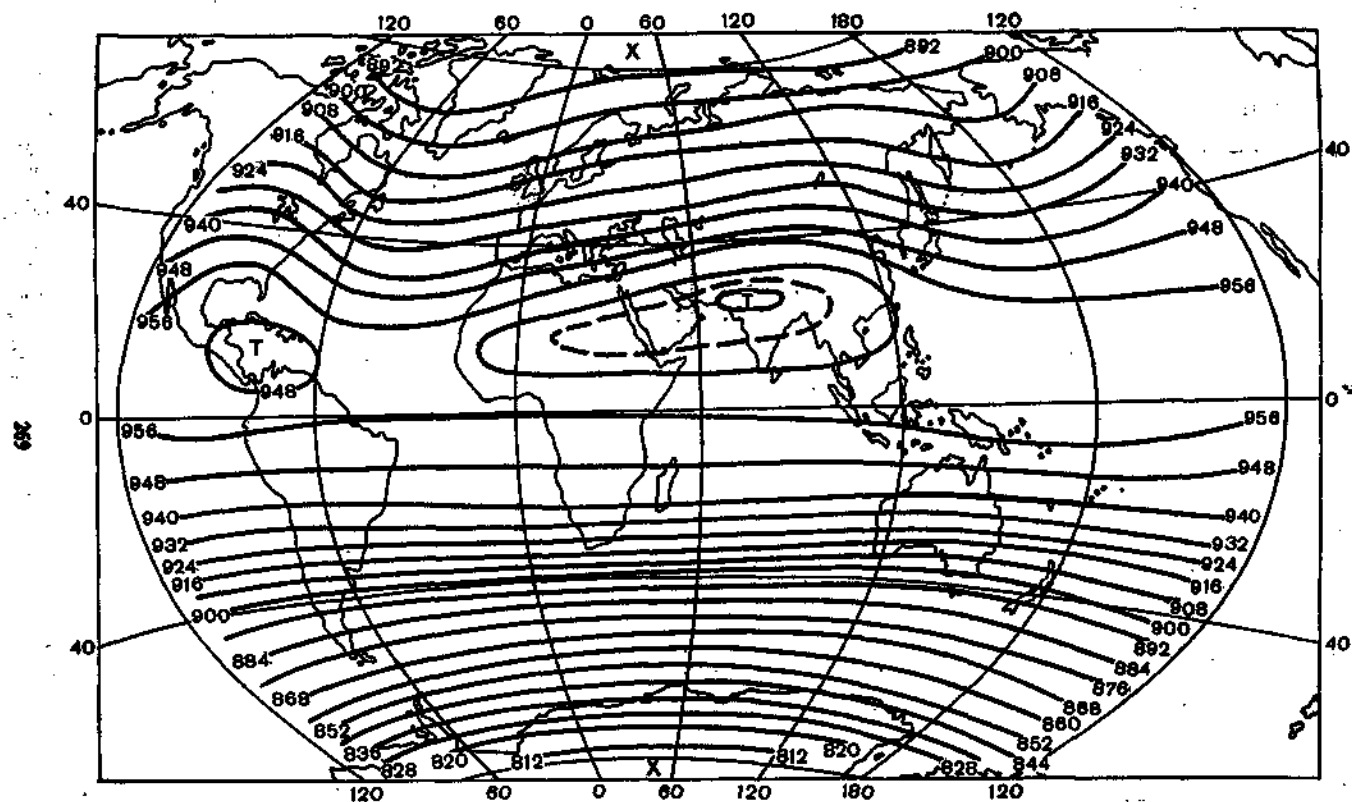


Рис. 4.2. Относительная топография OT_{1000}^{300} . Июль.

Все это свидетельствует о том, что влияние подстилающей поверхности на поле температуры распространяется практически на всю тропосферу.

Как уже отмечалось, структура поля давления в средней и верхней тропосфере определяется структурой поля средней температуры нижележащего слоя воздуха. Поэтому поля давления, например, на высоте около 5 км почти полностью повторяют рассмотренные выше поля относительного геопотенциала. Это хорошо видно из рис. 4.3 и 4.4, на которых представлены среднemesячные карты изобарической поверхности 500 гПа за январь и июль.

Как и на картах относительной топографии, на картах AT_{500} наблюдается деформация изогипс над океанами и материками северного полушария, особенно значительная зимой. Характер этой деформации зависит от времени года. На картах поверхности 500 гПа видно, что гребни и ложбины летом и зимой меняются местами. Таким образом, сезонная изменчивость геопотенциала в средней тропосфере северного полушария достаточно велика, особенно над континентами. Обращает внимание тот факт, что в северном полушарии имеет место хорошо выраженная сезонная изменчивость горизонтальных градиентов геопотенциала, которая пропорциональна изменчивости горизонтальных градиентов температуры в тропосфере. Так как скорость воздушных потоков в свою очередь пропорциональна градиенту давления, происходят сезонные колебания скорости западного переноса.

На рис. 4.5 показано распределение в тропосфере осредненных по долготам зональных компонентов скорости ветра над северным полушарием для четырех сезонов года. Из рисунка следует, что во все сезоны западный перенос преобладает над большей частью тропосферы, особенно зимой, хотя интенсивность его в значительной степени зависит от времени года. Наибольшая интенсивность западного переноса наблюдается зимой вблизи 30° с. ш. на высоте изобарической поверхности 200 гПа. Летом очаг максимума западного переноса проявляется около 40° с. ш. В экваториальной и тропической зонах направление переноса масс воздуха меняется на противоположное. При этом вертикальная протяженность, интенсивность, характер вертикального сдвига восточного потока в большей мере зависят от времени года и широты.

Например, как следует из рис. 4.6, если осенью максимум скорости

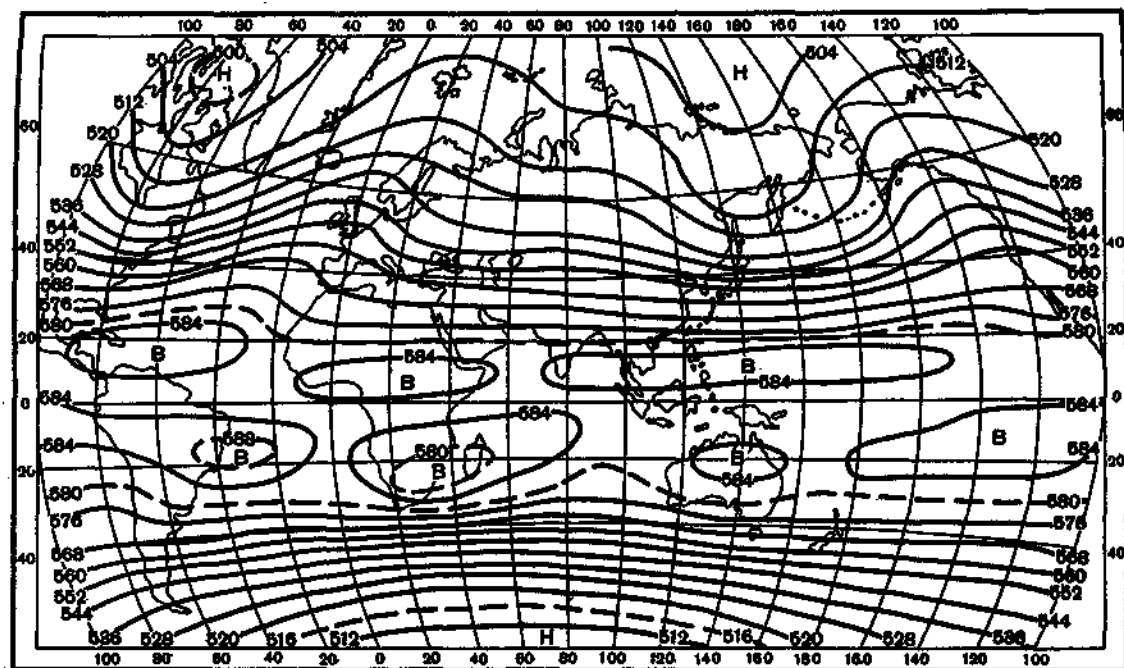


Рис. 4.3. Абсолютная топография AT_{500} . Январь.

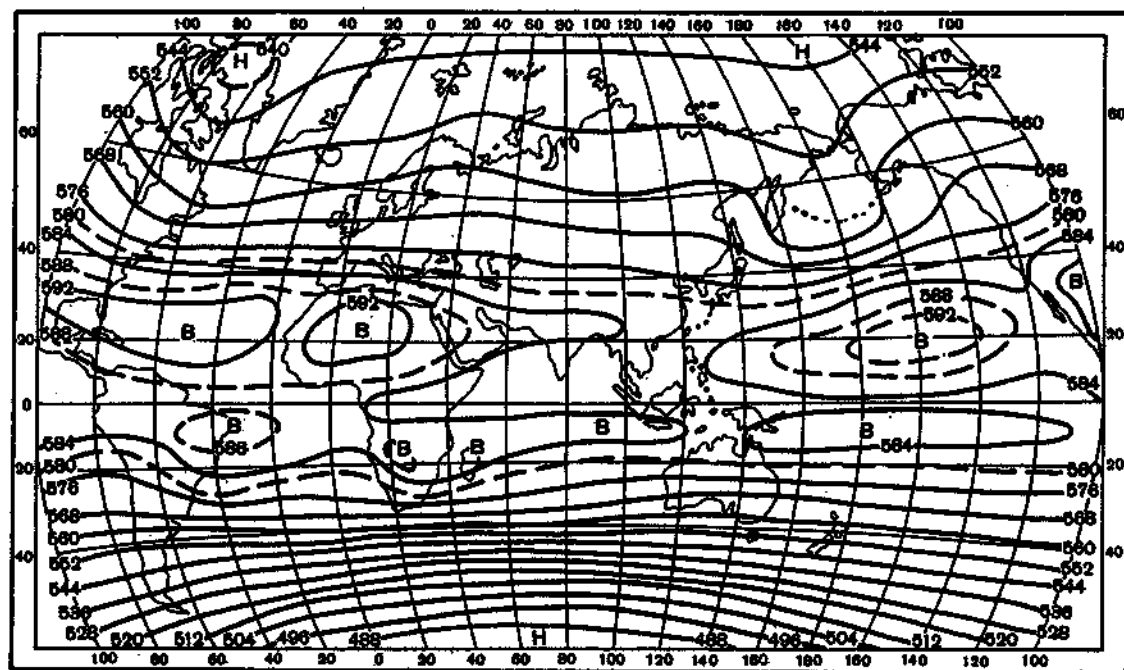


Рис. 4.4. Абсолютная топография AT_{500} . Июль.

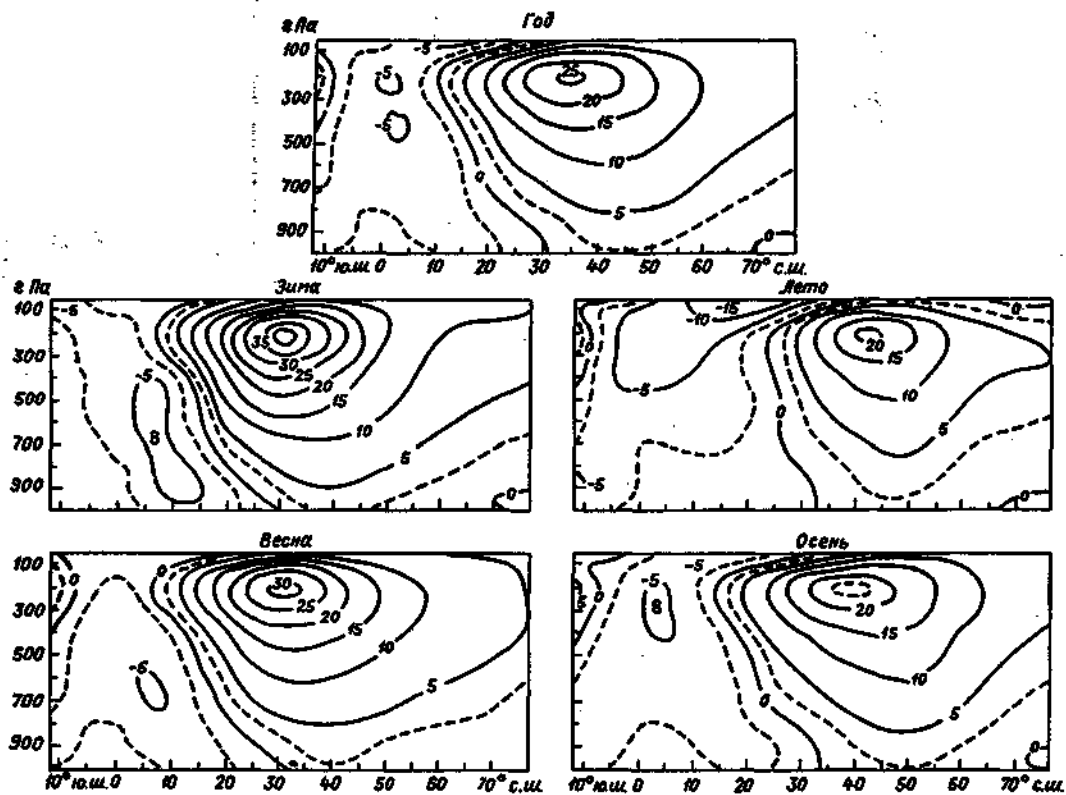


Рис. 4.5. Средние значения зональной составляющей скорости ветра (м/с) в северном полушарии.

восточного потока располагается на уровне поверхности 300 гПа, то весной наиболее сильный восточный ветер в тропиках отмечается вблизи изобарической поверхности 700 гПа.

Следует обратить внимание на то, что градиенты геопотенциала во все сезоны в южном полушарии превышают градиенты геопотенциала в северном полушарии. Следовательно, скорости зонального переноса в южном полушарии также больше, чем в северном. Если в северном полушарии в области наибольших градиентов геопотенциала средние скорости ветра равны 20–25 м/с, то в южном полушарии между широтами 40 и 50° средние скорости ветра превышают это значение даже летом. В другие сезоны года в южном полушарии средние скорости ветра могут быть больше 30–33 м/с.

Осредненные по кругам широт скорости ветра иллюстрируют лишь основные закономерности распределения ветра в атмосфере. Более подробную картину представляют поля средних месячных значений зональных и меридиональных составляющих скорости ветра на различных высотах в тропосфере и стратосфере. В них более рельефно проявляются особенности воздушных течений, определяющиеся влиянием наиболее важных климатообразующих факторов, таких как неравномерное распределение солнечной энергии на земной поверхности, особенности распределения океанов и материков, рельеф, сезонные особенности поглощения солнечной радиации термодинамически активными примесями в стратосфере, образование под действием перечисленных факторов зон высокой бароклинности в атмосфере. Обратимся сначала к полям среднемесячных значений зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в тропосфере.

На рис. 4.6 представлено поле зональной компоненты скорости ветра в январе на высоте 3 км. Практически все северное полушарие вплоть до 20° с. ш. охвачено хорошо выраженным западным переносом. Лишь над центральной Арктикой формируется область восточных ветров, распространяющаяся на Чукотку, Берингово и Охотское моря.

В общем западном потоке выделяется пояс наиболее сильных ветров над Тихим океаном, Северо-Американским континентом и Атлантическим океаном. Он располагается между широтами 35–45° с. ш. В нем наблюдается несколько максимумов среднемесячных значений зонального компонента.

Над восточной частью Атлантического океана пояс интенсивного

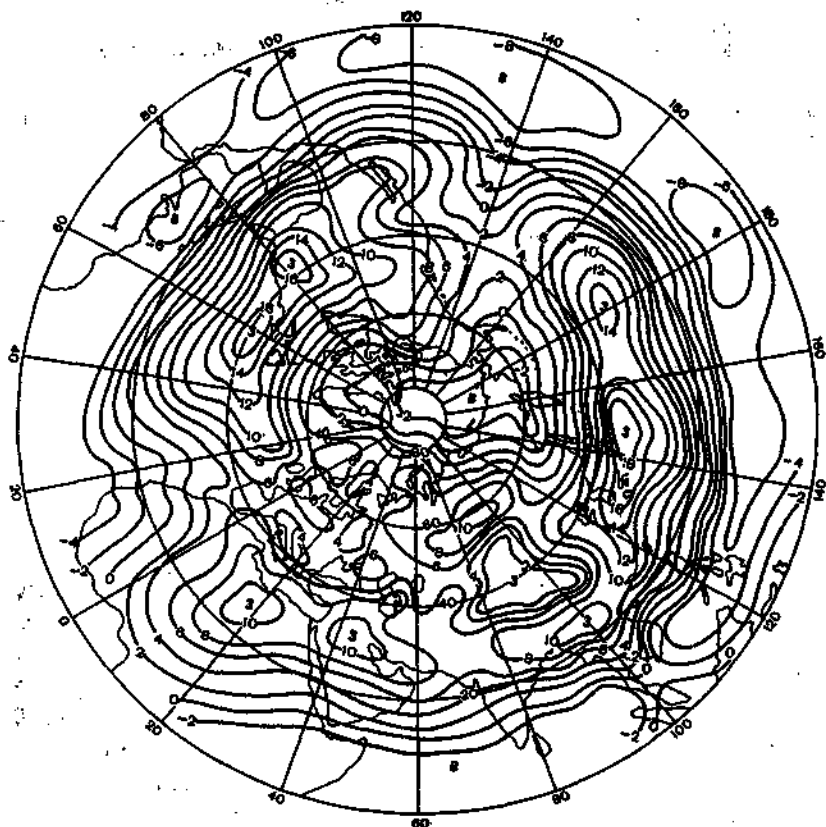


Рис. 4.6. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 3 км. Январь.

западного переноса опускается до $25-35^\circ$ с. ш., проходит над северной частью Африки и Аравией. Далее к востоку зона интенсивного западного переноса разделяется на две части, обтекая обширную горную систему Азиатского континента с севера и юга. Над Китаем эти потоки вливаются в зону сильных западных ветров над Тихим океаном, о которой уже говорилось.

Опускание пояса сильных ветров к югу над Африкой и Евразией обусловлено выхолаживанием континентов. Благодаря этому зона нан-

более сильной бароклинности занимает более южное положение по сравнению с положением ее над океанами. Раздвоение потока над Азией происходит под влиянием обширнейшей горной системы, включающей Гималаи, Тибет, Тянь-Шань и Алтай.

В тропической зоне южнее 20° с. ш. западные потоки сменяются восточными.

На высоте 12 км западный перенос масс воздуха наблюдается практически уже над всем полушарием. Восточные потоки можно обнаружить лишь в тропической зоне Тихого и Индийского океанов (рис. 4.7).

Зона наиболее интенсивной зональной циркуляции на этой высоте выделяется еще более отчетливо, чем на высоте 3 км. Над Северо-Американским континентом и Атлантическим океаном она располагается на $30-40^\circ$ с. ш. Отрог, направленный к северо-востоку от основного течения, совпадает с положением североатлантической энергоактивной зоны, характеризующейся высокой бароклинностью.

Основной западный поток из центральной Атлантики устремляется к юго-востоку и, имея ось примерно на 30° с. ш., проходит по северу Африки, Аравии, северу Индии, через центральный Китай, несколько южнее Японии, пересекает Тихий океан и выходит на Северо-Американский континент. Таким образом, зимой северное полушарие в полосе $25-40^\circ$ с. ш. окольцовано интенсивным западным переносом. В азиатской ветви этого кольца обнаруживаются максимумы. Один из них можно видеть над Персидским заливом, второй – над Японскими островами. Последний из них можно считать абсолютным максимумом для северного полушария. В его области даже среднемесячная скорость зонального потока превышает 60 м/с.

Совершенно ясно, что поля зональной составляющей скорости ветра не дают полной картины распределения скорости ветра над полушарием – она воспроизводится только с учетом полей и меридионального компонента. Для высот 3 и 12 км они представлены на рис. 4.8–4.10. Как следует из рис. 4.8, в общем западном переносе отчетливо проявляются длинные волны. На высоте 3 км имеется две системы таких волн. Ось первой из них совпадает примерно с кругом широты 40° , а второй – 70° . Первая система включает три волны. Одна из них простирается от центральной части Атлантического океана до Черного моря и имеет длину примерно 7000 км, вторая – от Средней Азии до района акватории Тихого океана с координатами 40° с. ш. и

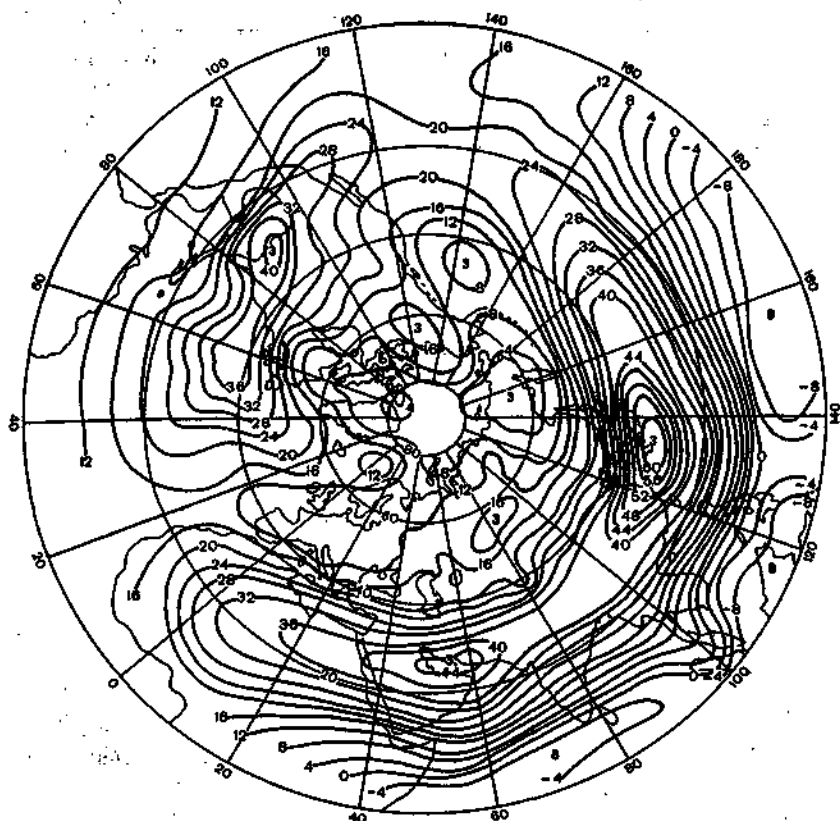


Рис. 4.7. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 12 км. Январь.

130° з. д. Эта волна является наиболее протяженной. Ее длина составляет примерно 11000 км. Наконец третья волна простирается от указанного района Тихого океана до центральной Атлантики и имеет длину примерно 8000 км.

Вторая система состоит из двух колебаний с длинами волн 6000 и 7500 км. Наличием этих волн обуславливается тот факт, что вся северная часть Тихого океана, включая и западное побережье Северо-Американского континента, а также практически весь Атлантический океан на высоте 3 км охвачены юго-западным потоком.

Следующая обширная область с южной составляющей скорости

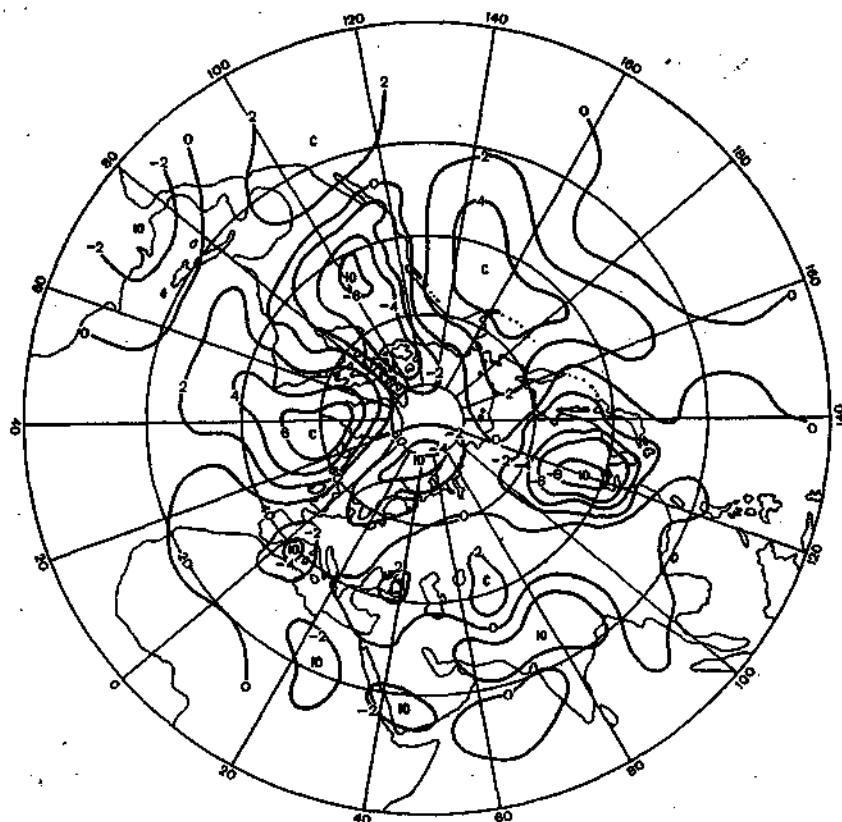


Рис. 4.8. Поле средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 3 км. Январь.

ветра обнаруживается в юго-восточной Европе и распространяется на Малую Азию, Казахстан и Среднюю Азию, затем переходит на юг Китая и северную часть Индокитая.

Северная составляющая охватывает практически всю нижнюю тропосферу над Северо-Американским континентом. Эта обширная зона через полярные районы соединяется с другой большой зоной, в которой северная составляющая ветра охватывает Северную, Запад-

ную и Центральную Европу, а также Средиземное море. Она разделяется на две части. Первая из них простирается через Северную Африку на Аравийский полуостров, п-ов Индостан, на юг Индокитая и далее переходит в обширную область северных ветров в тропической части Тихого океана. Вторая от частного максимума над Баренцевым морем простирается на восток, а затем к югу на Монголию, северо-восточный Китай, Японию и через Филиппинские острова вливается в зону, расположенную в тропических широтах Тихого океана. Таким образом, над западной частью Европы в средней тропосфере зимой преобладают северо-западные ветры, в то время как над восточной ее частью — юго-западные. Северо-западные ветры наблюдаются также над восточной частью Азии.

На высоте 12 км в общем зональном потоке прослеживается уже не две, а три системы волн (см. рис. 4.9). Ось первой из них проходит по $20-25^{\circ}$ с. ш. Эта ветвь включает три волны с длинами 11000–13000 км.

Вторая ветвь, состоящая из трех волновых колебаний, обнаруживается вблизи 50° с. ш. Длины волн этих колебаний меньше, чем в предыдущей системе, и находятся в пределах 8500–10000 км.

Как и на высоте 3 км, полярная ветвь на высоте 12 км включает два волновых колебания, ось которых располагается в зоне $65-70^{\circ}$ с. ш. Первое из них начинается на севере Скандинавии и заканчивается на севере Канады, второе начинается на севере Канады и заканчивается на севере Скандинавии. Длина этих волн равна соответственно 9000 и 5500 км.

Описанные возмущения зонального потока приводят к тому, что практически весь Северо-Американский континент на высоте 12 км охвачен северо-западным потоком, за исключением его восточного побережья, которое включается в обширную область южной составляющей потока, распространяющуюся на западную и северо-западную части Атлантического океана, Центральную Америку и примыкающую акваторию Тихого океана.

Зона с северной составляющей над Америкой через полярные районы соединяется с другой обширной областью преобладания северной составляющей, включающей всю Европу, большую часть Азии, в том числе Сибирь, Монголию, Северный Китай.

К югу от этой области располагается область южной составляющей переноса. Она занимает большую часть Северной Африки, Индию, Индокитай, Филиппинские острова и распространяется далее к северо-востоку, охватывая Японию, Камчатку, Чукотку и северо-западную часть Тихого океана.

Сравнение особенностей возмущения зонального потока в средней



Рис. 4.9. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 12 км. Январь.

и верхней тропосфере – нижней стратосфере показывает, что, несмотря на существенное изменение характеристик длинных волн, поле давления зимой во всей тропосфере формируется таким образом, что большая часть Американского континента, а также Западная Европа находятся под воздействием восточной периферии высотного гребня и западной периферии высотной ложбины, в то время как западная и центральная части Атлантического океана – восточной периферии

высотной ложбины и западной периферии высотного гребня. Сохраняется такой же характер высотного барического поля, а следовательно, и поля ветра в центральной и восточной частях Тихого океана, в то время как над Азией и восточной частью Тихого океана поле ветра подвергается значительной перестройке с высотой.

Летом, как свидетельствует рис. 4.10, в средней тропосфере над большей частью северного полушария также преобладает западный перенос. Западный поток наблюдается над Северо-Американским континентом. Наибольшей скорости он достигает над районом Великих озер. Зона максимальных ветров вытягивается через о. Ньюфаундленд на северную часть Атлантического океана. Над Атлантическим океаном граница западного потока проходит по 36° с. ш. и над восточной Атлантикой поворачивает к югу на Северную Африку.

В области западного потока над Европой обнаруживается два частных максимума, один из которых располагается юго-западнее Ирландии, второй — над Средиземным морем. Эти максимумы дают начало двум ответвлениям западного потока. Одна ветвь проходит через Европу на Казахстан, юг Сибири, Монголию, северо-восточный Китай, Корею и Японию. Далее она поворачивает на северо-восток и через Чукотку, Аляску и северную часть Тихого океана сливается с западным течением над Северо-Американским континентом.

От средиземноморского максимума вторая ветвь западного переноса проходит к юго-востоку на Аравийский полуостров и вливается в обширную область западных ветров, которая охватывает Индостан, Индокитай, Филиппинские острова и омывающие их просторы северной части Индийского океана.

Между двумя ветвями западного течения располагается зона восточных ветров. Она начинается над Черным морем, простирается через Кавказ, Иранское нагорье, Тибет, юго-восточный Китай и вливается в обширную область восточных ветров тропической зоны Тихого океана. Наибольшего значения скорость восточного потока в ней достигает над Маршалловыми островами.

От тихоокеанской области к востоку происходит разделение восточного потока на две ветви. Одна из них направляется к северо-востоку к Аляске, вторая — на восток через Центральную Америку, тропическую зону Атлантического океана, Сахару и п-ов Сомали.

Структура зонального потока в верхней тропосфере (рис. 4.11) является более простой, чем в нижней тропосфере, поскольку многообразие влияния подстилающей поверхности с высотой ослабевает. Особенности ее заключаются в том, что западный перенос наблюдается практически во всей внетропической части северного полушария.

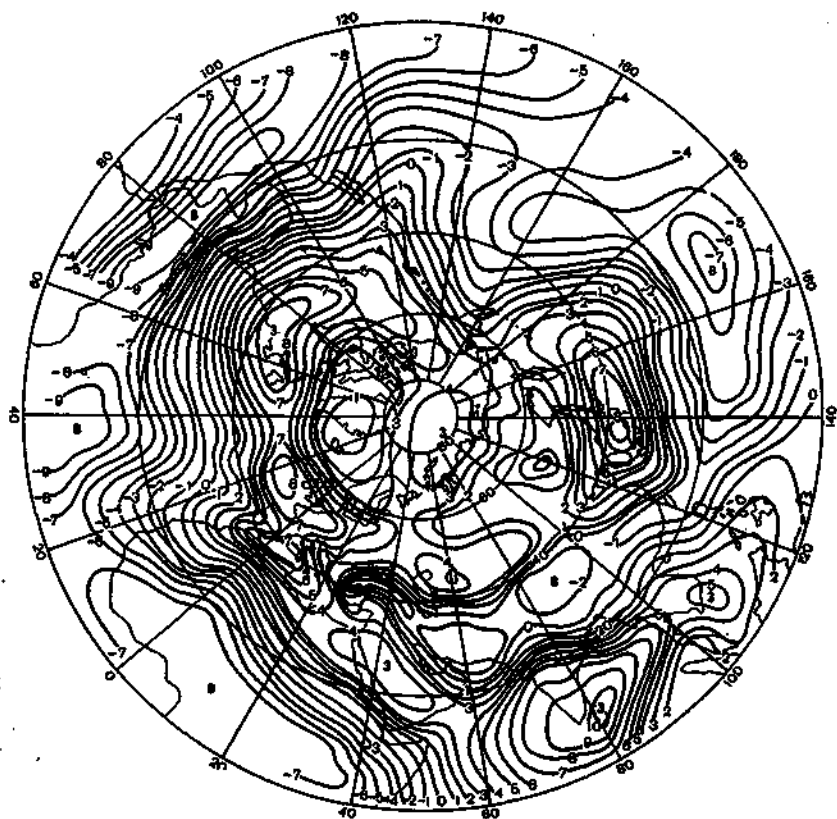


Рис. 4.16. Поле средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 3 км. Июль.

Граница его проходит через юг США, пересекает Атлантический океан по 30° с. ш., Северную Африку, выходит на северную оконечность Красного моря и Персидского залива, проходит по центральной части Ирана, Пакистану, южной части Китая, пересекает Тихий океан по 30° с. ш. Однако над Тихим океаном происходит распространение области западного переноса далеко к югу и юго-западу, так что граница его проходит от Марианских островов по $10-5^\circ$ с. ш. до о. Пальмира и

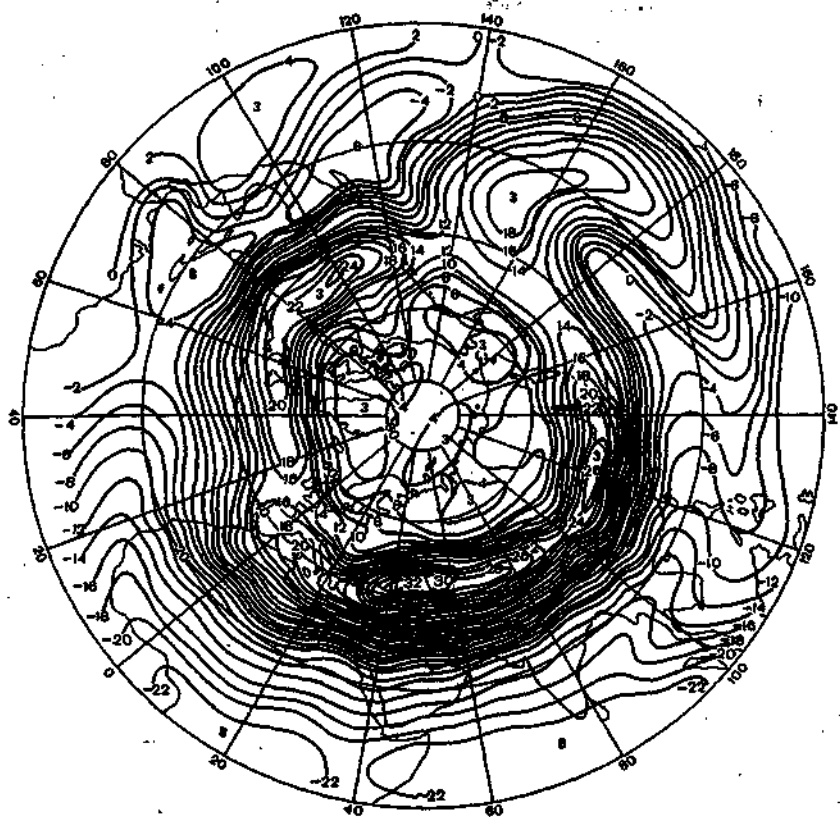


Рис. 4.11. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 12 км. Июль.

поворачивает к северо-востоку на Центральную Америку.

В области западного потока в верхней тропосфере выделяется зона наиболее сильных ветров, расположенная между 40 и 50° с. ш. В ней наблюдается несколько максимумов западного ветра. Среднемесячное значение зонального компонента скорости ветра в области максимумов составляет 24–30 м/с.

Летом в зональном потоке также обнаруживаются волновые колебания, которые отчетливо проявляются в полях меридиональной составляющей скорости ветра. Для высоты 3 км такое поле представле-

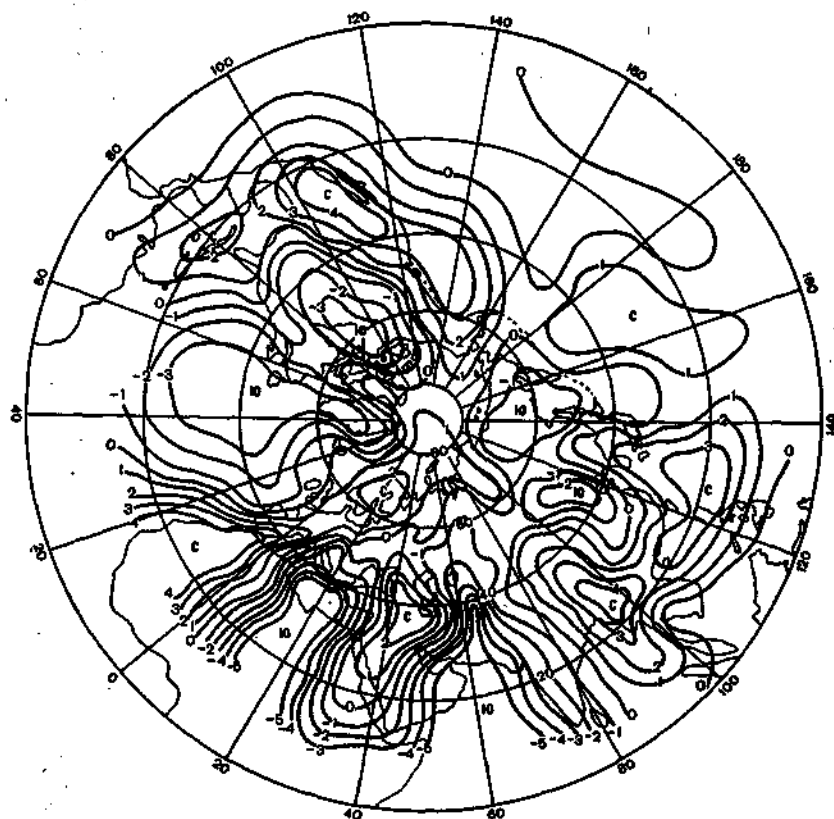


Рис. 4.12. Поле средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 3 км. Июль.

но на рис. 4.12. Из рисунка следует, что в средней тропосфере летом наблюдается две системы волновых колебаний. Ось одной из них располагается вблизи 40° с. ш. и состоит из семи длинных волн. Первые пять из них располагаются между западным побережьем Северной Африки и западным побережьем Северо-Американского континента. Длины этих волн составляют 3500–4500 км. Шестая волна, длина которой достигает 5000 км, пересекает Северо-Американский континент с запада на восток. Наконец, последняя из этой системы волн

располагается над Атлантическим океаном и имеет длину около 6000 км. Вторая система волн относится к арктической зоне. Она состоит из четырех волновых колебаний с длинами волн 3500–4000 км. Если сравнить волны в зональном потоке в средней тропосфере зимой и летом, то можно видеть, что летом каждая система волновых колебаний содержит большее число волн меньшей длины.

Положение указанных выше волновых колебаний определяет тот факт, что в средней тропосфере летом над западной частью Северо-Американского континента, южной его частью, а также над Центральной Америкой наблюдается южная составляющая потока. Остальная часть Северо-Американского континента охвачена потоком с северной составляющей, который наблюдается также над Атлантическим океаном вплоть до западного побережья Европы. Однако большая часть Западной Европы находится под воздействием юго-западного потока, который охватывает также север Африки, северную часть Восточной Европы и Скандинавию. Над большей частью Восточной Европы преобладает уже северная составляющая скорости ветра, которая распространяется на северную часть Азии. Второй очаг с северной составляющей находится над восточной частью Аравийского полуострова, Аравийским морем, северо-западной Индией и распространяется к северу на Среднюю Азию. Юго-восточная часть Индостана, большая часть Индокитая, южная часть Китая, Филиппинские острова, Корея, Приморье и Японские острова находятся под воздействием южной составляющей. Она охватывает также и западную часть Тихого океана.

Как и зимой, весьма сложная структура поля ветра в средней тропосфере летом определяется взаимодействием циркуляционных механизмов различного масштаба, которые будут рассматриваться ниже.

В верхней тропосфере летом также обнаруживается две системы волн. Однако в каждой из них уменьшается число волновых колебаний и увеличивается длина волны. Широтное положение этих систем волн в верхней тропосфере по сравнению со средней тропосферой не меняется (рис. 4.13).

Система волновых возмущений зонального потока в средних широтах состоит из пяти длинных волн. Длины этих волн находятся в пределах 3500–9000 км. Арктическая система содержит три волны.

Таким образом, в верхней тропосфере над восточной частью Тихого океана и западной частью Северной Америки преобладает южная составляющая потока, переходящая на севере и востоке континента на северную. Южная составляющая появляется только восточнее о. Ньюфаундленд, но уже западнее Азорских островов поток вновь



Рис. 4.13. Поле средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 12 км. Июль.

приобретает северную составляющую, так что восточная часть Атлантического океана, Западная Европа находятся под воздействием северо-западного переноса. Южная составляющая вновь появляется над Восточной Европой, но уже над Казахстаном и Средней Азией поток вновь приобретает северную составляющую. Далее над Сибирью в зональном потоке появляется южная составляющая, сменяющаяся над Дальним Востоком на северную.

В южных широтах северного полушария над Африкой, Аравией, севером Индии преобладают потоки с южной составляющей.

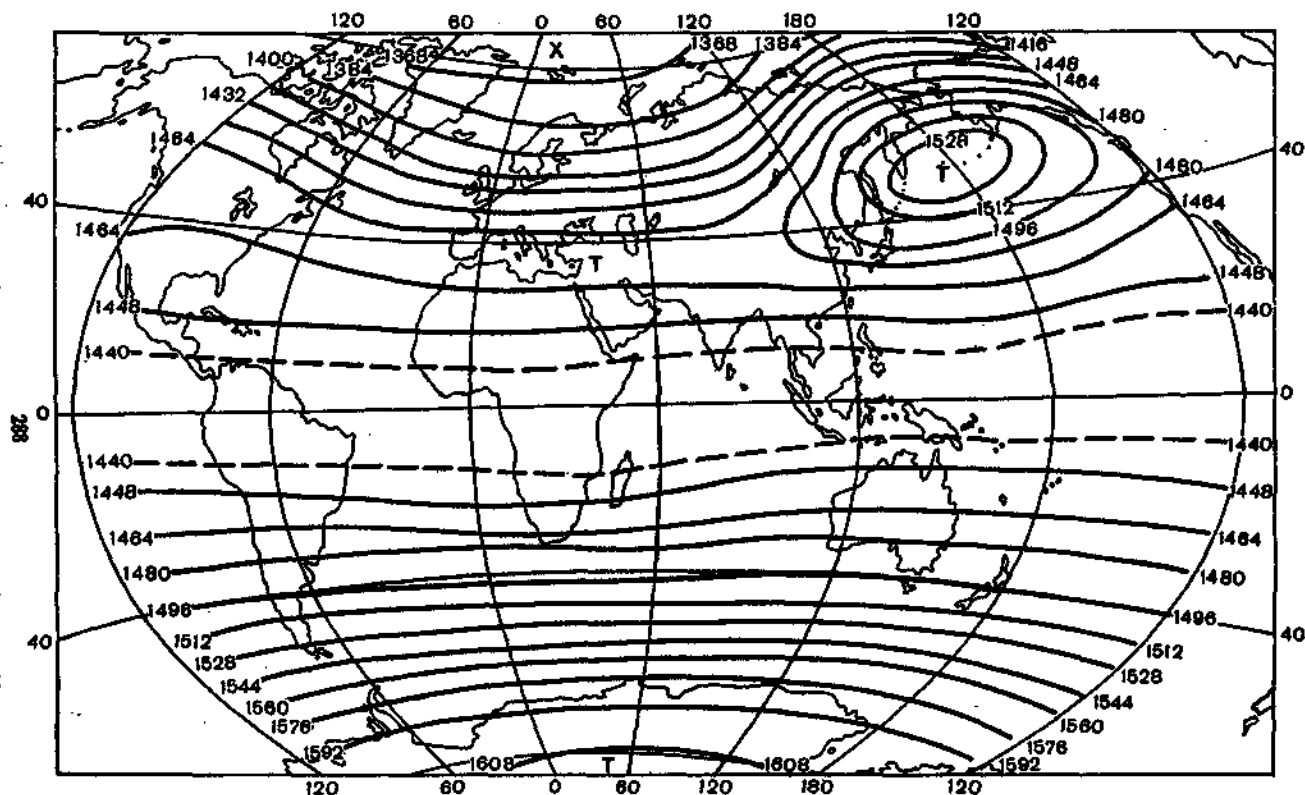
Сравнение полей составляющих скорости ветра в тропосфере летом и зимой показывает, что как поля зональной, так и меридиональной составляющей скорости ветра существенно различаются. Причиной этого являются различия в количествах солнечного тепла, поступающего на земную поверхность в зимние и летние месяцы, а также различные механизмы теплообмена между атмосферой и подстилающей поверхностью, которые образуются в процессе сложных взаимодействий между звеньями климатической системы.

4.2.2

Зональная циркуляция в стратосфере

Тепловой режим в стратосфере обладает еще более выраженной сезонностью. Это связано с тем, что в отличие от тропосферы он обусловлен в основном не особенностями энергетического взаимодействия атмосферы с деятельной поверхностью суши и океана, а лучистыми потоками тепла, излучаемыми и поглощаемыми термодинамически активными примесями атмосферы, особенно озоном. Летом поглощение озоном ультрафиолетовой радиации солнца приводит к нагреванию воздуха. С увеличением температуры концентрация озона понижается, что вызывает уменьшение поглощения солнечной радиации. Таким образом происходит стабилизация температуры на верхней границе стратосферы, которая располагается в среднем на высоте 50 км. В течение полярной ночи зимой воздух охлаждается посредством длиноволнового излучения. В стратосфере, особенно на высотах 25–35 км, между зимой и летом возникают большие разности температур. Следствием этих процессов является тот факт, что поле температуры от лета к зиме меняется на противоположное, уменьшаясь или увеличиваясь в высоких широтах в верхней стратосфере на 40–50 °C и более. На рис.4.14 представлены карты относительной топографии изобарической поверхности 10 гПа над поверхностью 100 гПа для января и июля. Они характеризуют среднюю температуру воздуха в слое стратосферы между указанными изобарическими поверхностями.

Как следует из рис. 4.14, в январе в высоких широтах располагается область холода, обусловленная потерей тепла стратосферой посредством инфракрасного излучения. В низких широтах северного полушария обнаруживается полоса тепла, смещенная к северу над Тихим океаном. Однако основная область тепла захватывает приполярные районы южного полушария, которые в январе непрерывно освещаются солнцем. В июле, наоборот, область тепла образуется над высокими широтами северного полушария, а область холода – над высокими и

Рис. 4.14. Относительная топография OT₁₀₀¹⁰. Январь.

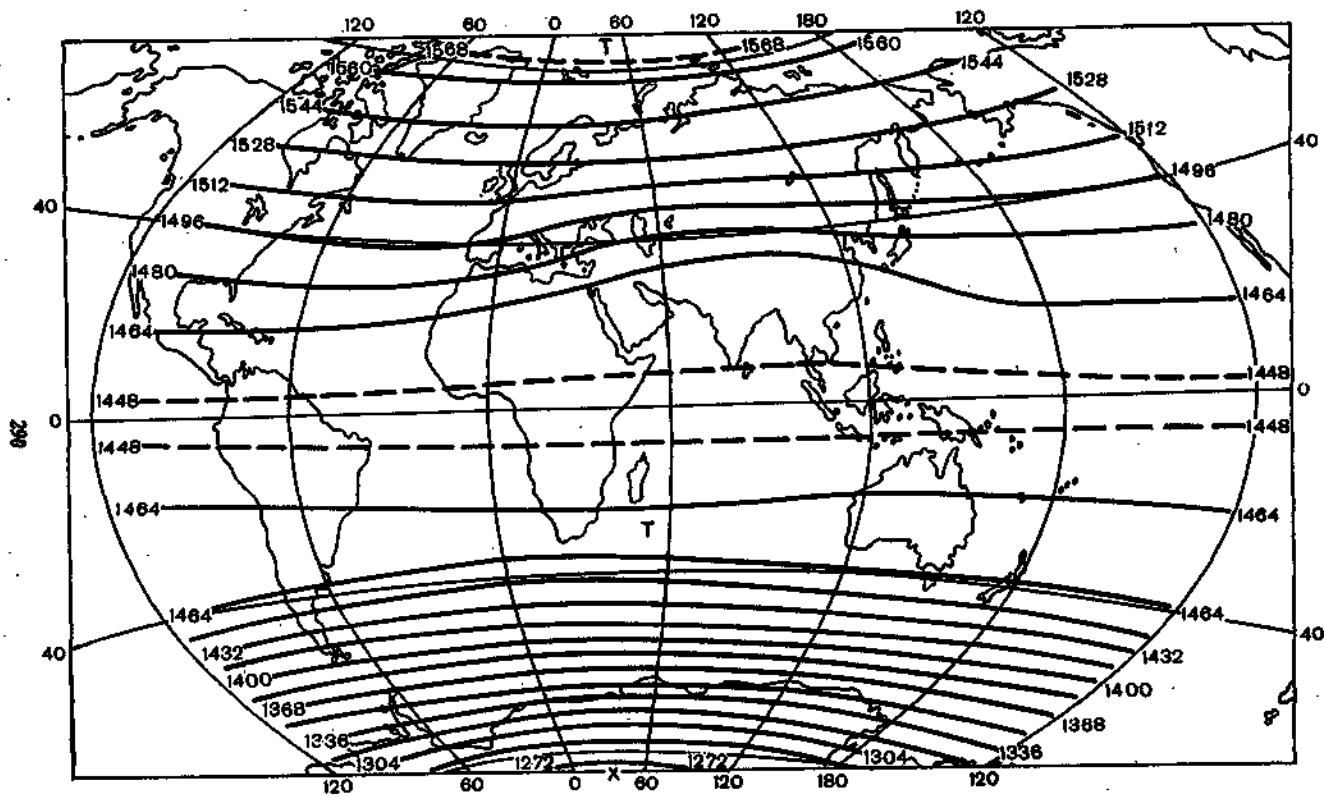
средними широтами южного полушария (рис. 4.15).

Рассмотренные особенности поля температуры в стратосфере создают определенную структуру поля давления. Так как высота геопотенциала, как уже говорилось, пропорциональна средней температуре воздуха в слое, с областью тепла связана область повышенного давления – антициклонический циркумполярный вихрь, а с областью холода – стратосферная область низкого геопотенциала – циркумполярный циклонический вихрь.

Циклонический и антициклонический циркумполярные вихри хорошо проявляются на средних картах AT_{50} для января и июля, которые изображены на рис. 4.16 и 4.17.

Примечательно, что поле давления зимой выражено более отчетливо, чем летом. В области циркумполярного циклона наблюдаются большие градиенты геопотенциала, а следовательно, возникает интенсивный западный перенос. В летнем полушарии градиент давления направлен из высоких широт в низкие. Как видно на рис. 4.16 и 4.17, влияние подстилающей поверхности на циркуляцию воздуха прослеживается в определенной мере и в стратосфере. В северном полушарии в январе над восточными частями континентов обнаруживаются ложбины, а над океанами – гребни. Особенно это влияние сказывается в южном полушарии. Мощный ледяной щит Антарктиды охлаждает не только тропосферу, но и нижнюю половину стратосферы, так что в южном полушарии в январе, несмотря на непрерывное освещение полярной стратосферы солнечными лучами, над приполярными районами на высоте около 20 км наблюдается не антициклонический вихрь, как в июле в высоких широтах северного полушария, а слабо-выраженный циклон. Области высокого давления в январе располагаются в тропиках северного полушария и в южном полушарии в средних широтах.

Ярко выраженные сезонные особенности структуры поля давления в стратосфере определяют отчетливо выраженную сезонность циркуляции воздуха. На рис. 4.18 представлено поле зональной составляющей скорости ветра на высоте 30 км в январе. Из него следует, что в стратосфере зимой западный перенос занимает большую часть полушария, однако распределен он неравномерно. Над Тихим океаном и западом Северной Америки его граница поднимается до 45–50° с.ш., в то время как над районами Юго-Восточной Азии граница между западными и восточными потоками опускается в тропическую зону. Объяснить это можно тем, что над Тихим океаном, в стратосфере, как было указано выше, наблюдается гребень тепла, а следовательно, гребень высокого давления. В ряде случаев усиление области повышенного давления

Рис. 4.15. Относительная топография OT_{100}^{10} . Июль.

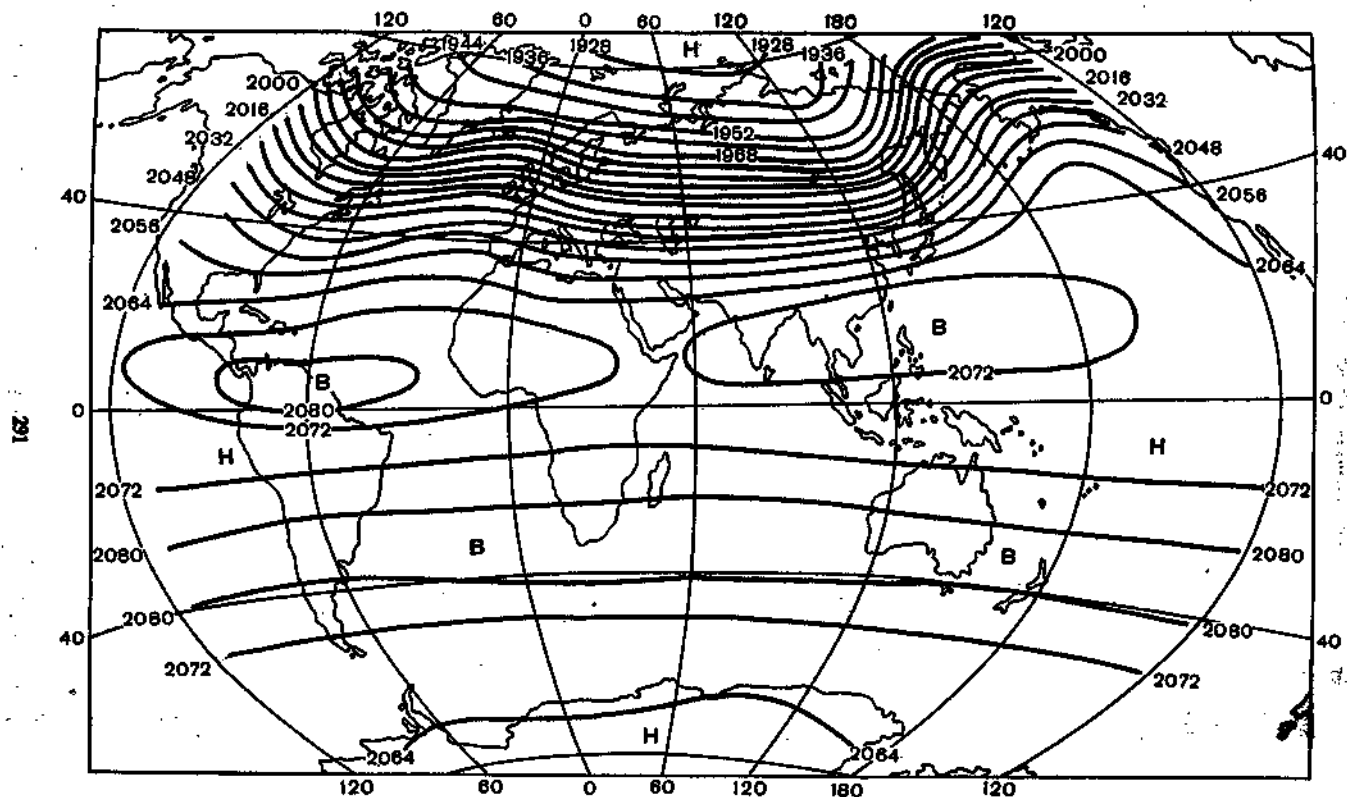
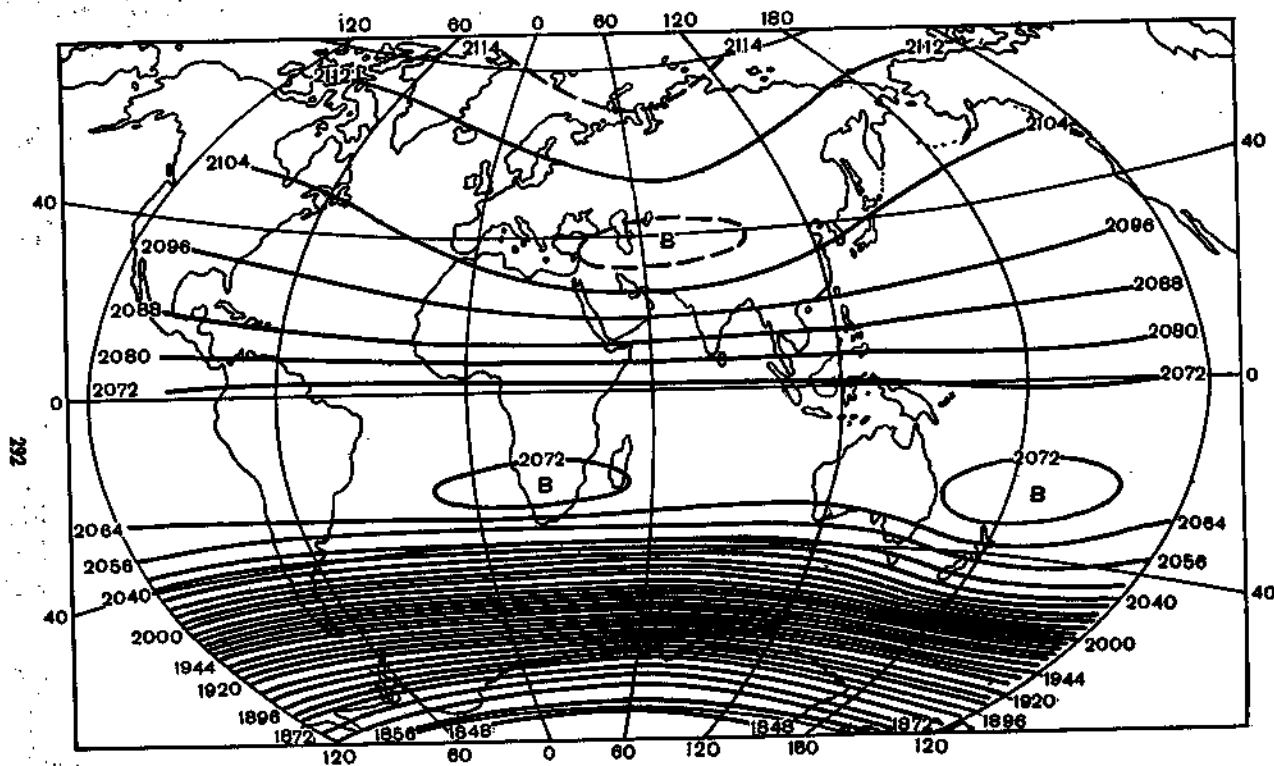


Рис. 4.16. Абсолютная топография AT_{50} , Январь.

Рис. 4.17. Абсолютная топография AT_{50} . Июль.

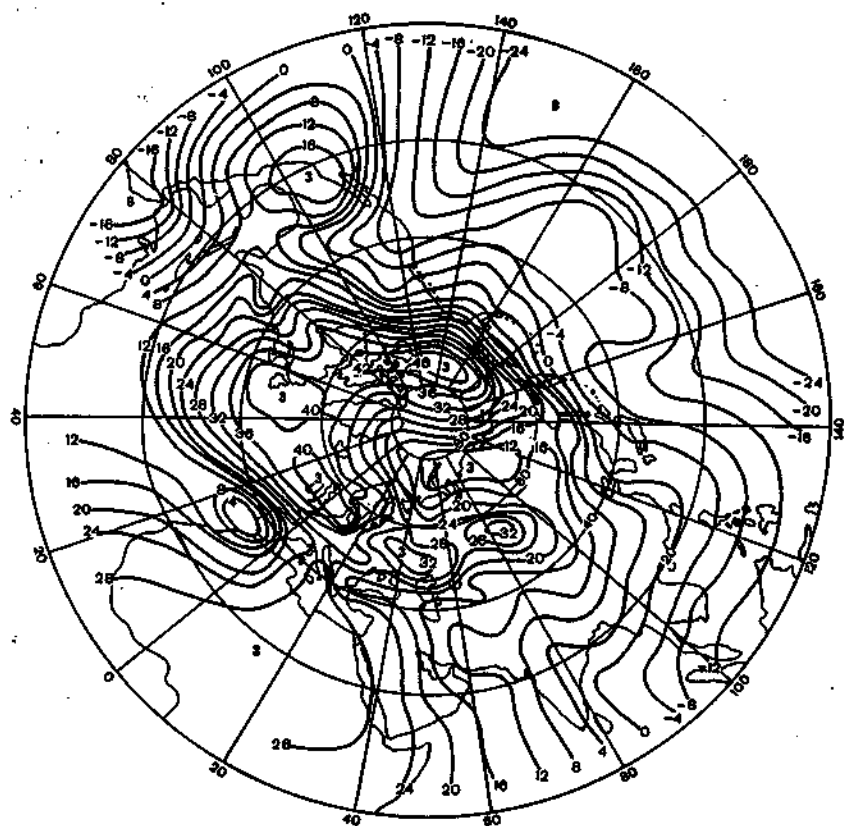


Рис. 4.18. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 30 км. Январь.

над Тихим океаном приводит к раздвоению циркумполярного вихря. Это способствует проникновению восточных потоков в умеренные широты.

Как и в тропосфере, в стратосфере зимой в западном потоке формируется зона наиболее интенсивной циркуляции. Она располагается в широтном поясе между 50 и 70° с. ш. В этой зоне образуется ряд максимумов, в которых среднемесячное значение зональной составляющей достигает 30–40 м/с и более. Один из них располагается над американским сектором Арктики (о. Виктория – Баффинова Земля), второй – над севером Атлантического океана, третий – над севером Европы. Еще два частных максимума выделяются над Центральной Европой и югом Сибири.

Возникновение столь интенсивного зонального течения в стратосфере можно объяснить тем, что в результате больших потерь тепла стратосферой севернее 70° с. ш., куда солнечная энергия зимой не поступает, в области, примыкающей к границе полярной ночи, возникает высокая бароклинность, что создает благоприятные условия для образования больших скоростей ветра. Этим можно объяснить и наличие широкой зоны больших горизонтальных градиентов зонального потока.

В стратосфере зимой в западном переносе также возникают длинные волны. Они отчетливо проявляются в поле меридиональной составляющей скорости ветра. Как видно на рис. 4.19, в январе в стратосфере обнаруживается две системы волн. Ось первой из них располагается на широте 25–30°. Вторая система развивается в высоких широтах. Субтропическую систему длинных волн составляют три волны. Одна из них простирается от Пиренейского полуострова до центрального Китая. Длина этой волны 11 500 км. Вторая волна имеет длину около 7000 км и занимает пространство от центрального Китая до центральной части Тихого океана. Третья волна наиболее протяженная. Ее длина 16 500 км, и она простирается от центральной части Тихого океана через Атлантический океан до Пиренейского полуострова.

Полярная система состоит из двух длинных волн. Одна из волн этой системы занимает пространство от о. Виктория до Кольского полуострова, другая – от Кольского полуострова на восток до о. Виктория. Длина этих волн соответственно равна 5000 км и 9000 км.

Описанные особенности структуры поля меридиональной состав-

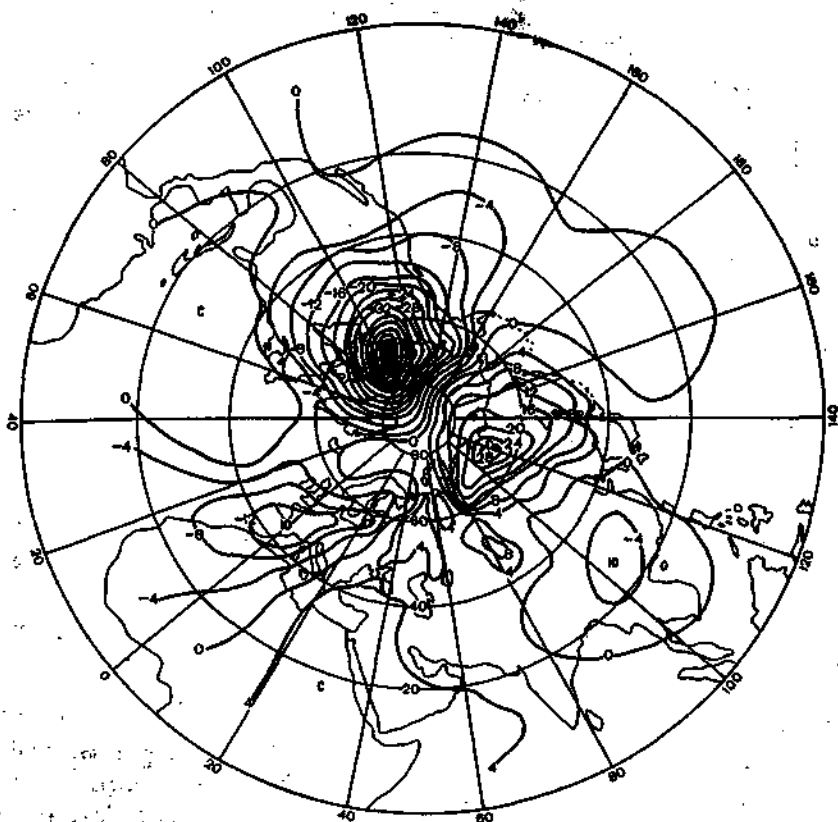


Рис. 4.19. Поле средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 30 км. Январь.

ляющей скорости ветра свидетельствуют о том, что зимой в стратосфере над обширным пространством, включающим Северо-Американский континент, Центральную Америку, центральную и восточную части Тихого океана, потоки имеют северную составляющую. Наибольшие значения меридионального компонента располагаются над севером Канады.

Эта зона на востоке через Северную Атлантику переходит в область северной составляющей над западной половиной Европы. Над большей частью Азии зимой располагается обширная область с юго-за-

падными потоками. Лишь над Китаем и Индокитаем обнаруживается область слабовыраженных северных составляющих.

В соответствии с описанной выше структурой поля давления стратосфера летом над всем северным полушарием охвачена восточным потоком (рис. 4.20). Уровень обращения ветра в средних широтах северного полушария располагается на высоте около 20 км. С уменьшением широты он постепенно понижается. Поскольку градиенты давления в области антициклона невелики, скорость восточного переноса значительно меньше скорости западного потока. В высоких и средних широтах северного полушария на высоте 30 км скорость восточного переноса составляет 10–15 м/с, в низких широтах она увеличивается до 30–40 м/с.

Восточный поток в стратосфере также является возмущенным. Как следует из рис. 4.21, на котором изображено поле меридиональной составляющей, в июле на высоте 30 км в восточном потоке также проявляются две системы длинных волн, одна из которых располагается в средних широтах, а вторая – в полярных. Система, расположенная в средних широтах, содержит пять волн. Одна из них наблюдается между Пиренейским полуостровом и Средней Азией. Длина этой волны 6000 км. Следующие две волны такой же длины простираются от Средней Азии до Японского моря и от Японского моря до центральной части Тихого океана. Наибольшую длину, равную 10 000 км, имеет волна, которая находится между центральными частями Тихого и Атлантического океанов, а наименьшую – волна, занимающая пространство от центральной части Атлантического океана до Пиренейского полуострова. Она равна 4500 км.

Полярная система состоит из двух волн. Одна из них, располагаясь между Скандинавией и Чукоткой, имеет длину 7000 км, вторая длиной 10 000 км простирается от Чукотки через северную Канаду до Скандинавии.

Благодаря такому расположению длинных волн в восточном потоке в стратосфере, над центральной и восточной частями Тихого океана скорости ветра имеют южную составляющую. Она захватывает и западное побережье Северной Америки. Над остальной частью этого континента наблюдаются северо-восточные ветры, которые над центральной частью Атлантического океана переходят на юго-восточные. Их можно обнаружить также над Европой. Область с северной составляющей располагается над Сибирью и Дальним Востоком, а также

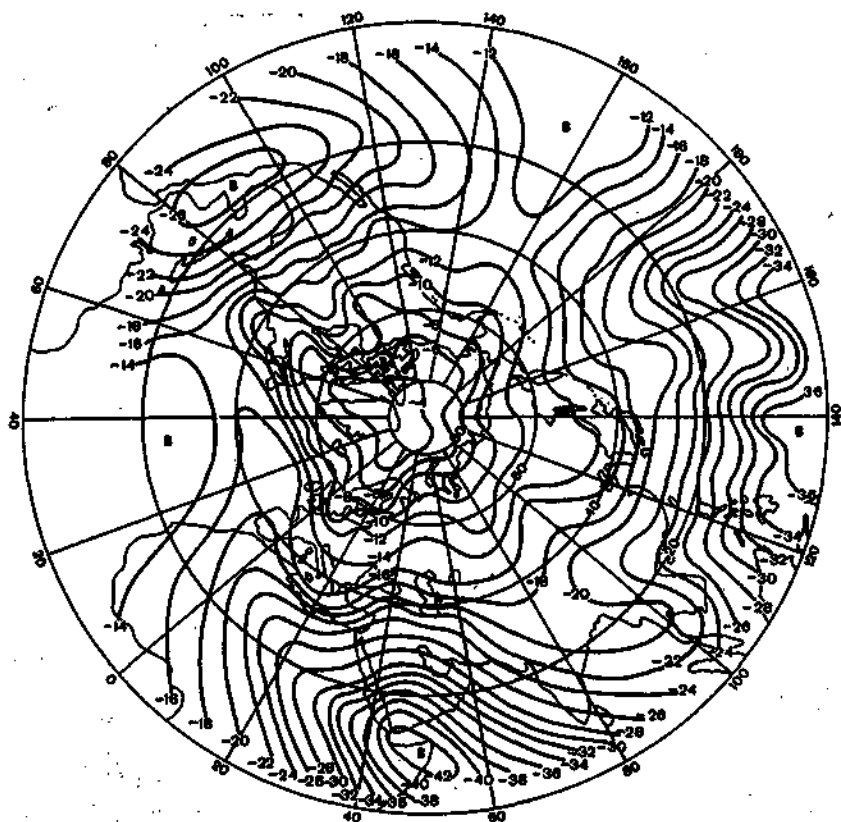


Рис. 4.28. Поле средних значений зональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 30 км. Июль.

Китаем. Большая часть стратосферы тропической и субтропической зоны северного полушария охвачена юго-восточными потоками. Таким образом, если зимой наблюдающийся в тропосфере внетропических широт западный перенос продолжает сохраняться в стратосфере и распространяется даже на мезосферу, летом он, начиная с некоторой высоты, переходит на восточный.

Переход циркуляции в стратосфере, а также в мезосфере от зимнего типа к летнему и наоборот происходит соответственно в весенний и осенний сезоны. Смена зимнего западного течения на

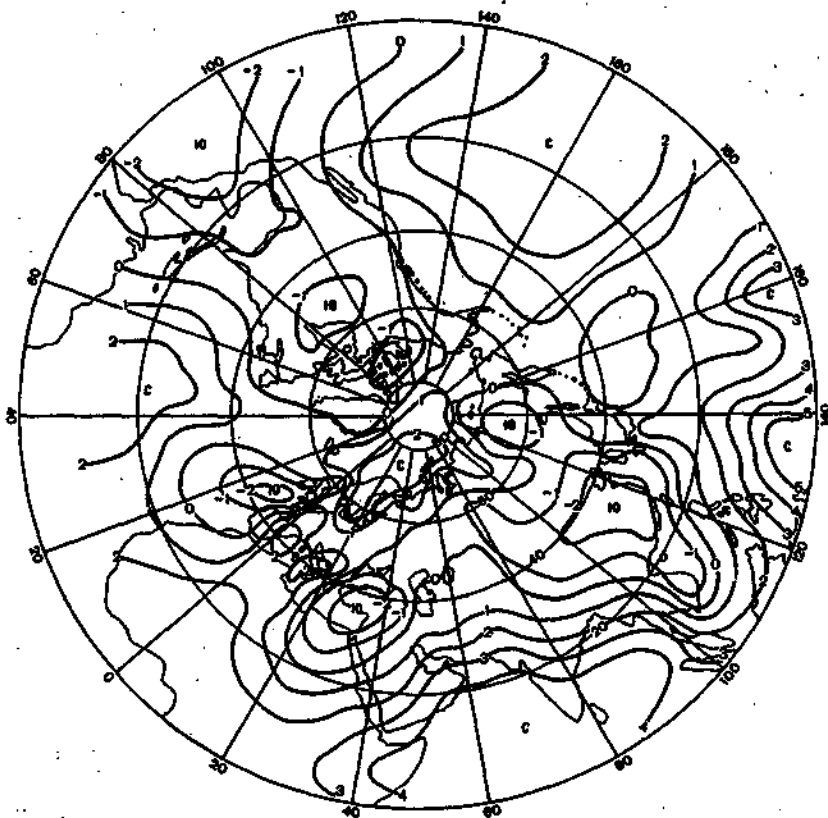


Рис. 4.21. Поле средних значений меридиональной составляющей скорости ветра (м/с) на высоте 30 км. Июль.

летнее восточное происходит, как правило, сверху вниз. В верхней мезосфере она начинается в конце марта – начале апреля и продолжается в течение апреля в нижней мезосфере и стратосфере. При этом обращение ветра распространяется вниз в северных широтах быстрее, чем в южных. Осенняя перестройка поля ветра происходит в особенно короткий период времени.

В течение зимы иногда происходят внезапные нарушения зимнего

режима циркуляции, связанные с резкими потеплениями в стратосфере. Например, 9 февраля 1962 г. в период потепления стратосферы в слое 25–50 км сильные западные ветры, характерные для зимнего режима циркуляции, сменились восточными ветрами. Над м. Черчилл 19 января этого года на высоте 37 км наблюдался западный ветер 47 м/с, а в начале февраля – восточный 40 м/с. 19 февраля ветер вновь стал западным и имел скорость 30 м/с.

В некоторых случаях нарушения обычного зимнего режима циркуляции проявляются не в обращении западного ветра, а в резком кратковременном его ослаблении либо в ослаблении и смене на восточное направление лишь в небольшом слое атмосферы. Высота смены восточных и западных потоков испытывает колебания с периодом около 2 лет.

4.2.3.

Струйные течения

На приведенных выше картах абсолютной и относительной топографии в тропосфере и нижней стратосфере выделяются зоны со значительным сгущением изогипс. Следует иметь в виду, что осреднение геопотенциала приводит к существенному сглаживанию полей. На ежедневных картах барической топографии в указанных слоях атмосферы обнаруживаются узкие зоны с очень большими градиентами геопотенциала, так называемые высотные фронтальные зоны. В этих зонах скорость ветра обычно достигает очень больших значений по сравнению с соседними районами. Узкий поток воздуха со скоростью более 30 м/с, расположенный в верхней тропосфере или стратосфере, который характеризуется большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра, а также наличием одного или нескольких максимумов скорости ветра, называют струйным течением. Струйные течения имеют протяженность тысячи, ширину – несколько сотен, а глубину – несколько километров.

Струйные течения бывают тропосферными и стратосферными. В свою очередь тропосферные струйные течения разделяются на струйные течения умеренных широт, субтропические струйные течения и экваториальные струйные течения. На рис. 4.22 и 4.23 показаны положение и средняя интенсивность струйных течений указанных видов (H – высота струи, в километрах, v и $v_{\max}$ в км/ч).

Струйные течения умеренных широт образуются в области высотных фронтальных зон, располагающихся между высокими антициклонами и циклонами. Первые из них формируются в области тепла, а вторые – в области холода. Чаще всего уровень максимального ветра в струйном течении умеренных широт находится на высоте 8–10 км

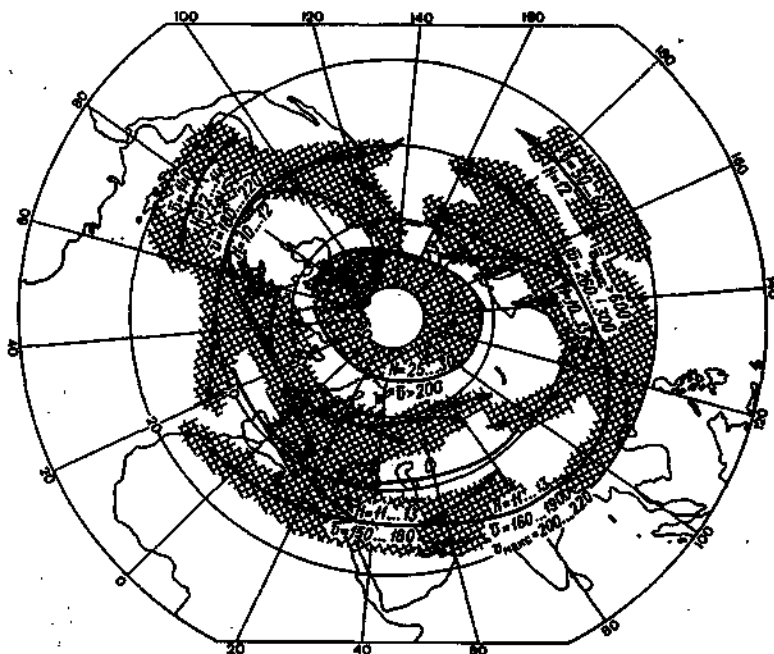


Рис. 4.22. Струйные течения в северном полушарии зимой.

зимой и 9–12 км летом. Максимальные скорости ветра на оси струйного течения могут достигать 180–220 км/ч и более.

Субтропические струйные течения возникают на северной периферии субтропических антициклонов. Ось струйного течения находится на высоте 11–13 км. Положение оси субтропического струйного течения меняется от зимы к лету. Зимой она располагается в зоне 25–35° с. ш., летом – в зоне 35–45° с. ш. Средние скорости ветра на оси этого струйного течения составляют 150–200 км/ч. Наибольшие скорости ветра в струйных течениях наблюдаются там, где в области высотных фронтальных зон образуются наибольшие контрасты температуры. Это происходит, как правило, над восточными окраинами материков и прилегающими зонами океанов. В отдельных случаях, например, скорость ветра над Японскими островами превышала 300–400 км/ч. На

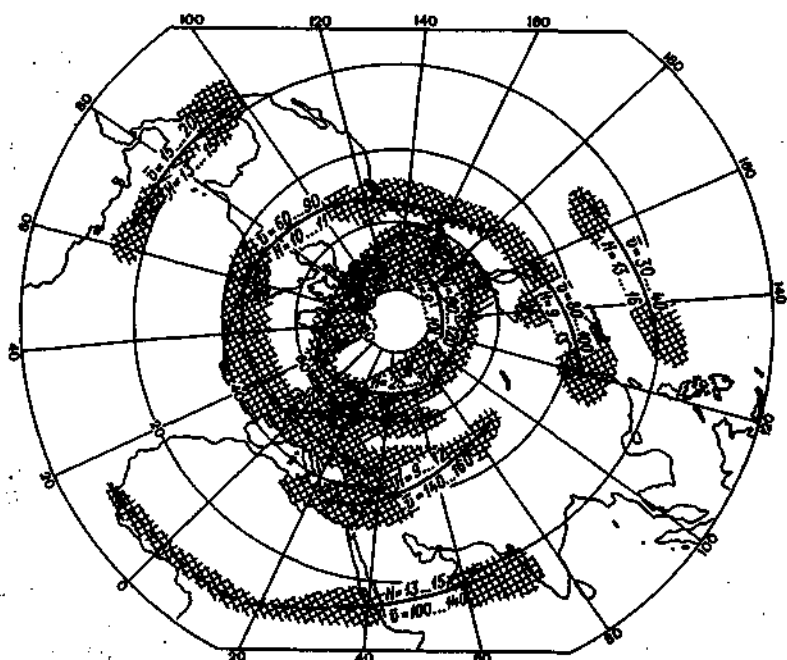


Рис. 4.23. Струйные течения в северном полушарии летом.

восточных окраинах материков субтропическое струйное течение часто сливается с внетропическим, образуя широтную зону сильных ветров.

Наиболее интенсивным субтропическое струйное течение, как и внетропическое, бывает зимой. Преобладающим направлением течения является западное. Экваториальные струйные течения развиваются на высотах 15–20 км между 5° с. ш. и 5° ю. ш. Чаще всего они обнаруживаются над севером Южно-Американского континента, северной частью Австралии, южной частью Азии, а также над Африкой и Аравией. В преобладающем числе случаев они имеют восточное направление и обнаруживаются летом.

Стратосферное струйное течение зимой наблюдается на высотах 25–30 км и формируется в западном потоке. Скорость ветра в нем превышает 200 км/ч. На этой же высоте струйное течение наблюдается в стратосфере и летом, однако направление переноса меняется на противоположное в связи с образованием в полярной стратосфере

антициклонического вихря.

Струйные течения особенно хорошо проявляются на картах составляющих скорости ветра, которые приводятся на рис. 4.6–4.13. Описанные зоны с сильными ветрами, выделяющиеся в полях особенно зональной составляющей, как раз и определяют среднее положение струйных течений, а также высоты, на которых они наблюдаются. Например, как следует из рис. 4.9, в январе на высоте 12 км в зоне интенсивного западного переноса, располагающейся над югом Азии, скорость зонального потока, даже осредненного за месяц, превышает 110–150 км/ч, а юго-восточнее Японских островов – 220 км/ч. Хорошо выраженным является также в январе струйное течение в стратосфере. Оно располагается в высоких широтах.

Поля составляющих скорости ветра показывают, что со струйными течениями связаны не только большие вертикальные градиенты скорости ветра, но и широкие зоны со значительными горизонтальными градиентами скорости ветра.

4.3.

Циклоническая деятельность, поле давления и циркуляция воздуха у земли

Циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов, постоянно возникающих, развивающихся и разрушающихся в тропосфере, является составной частью общей циркуляции атмосферы. Наибольшее значение в этом циркуляционном звене имеет циклоническая деятельность во внетропических широтах.

Циклоны и антициклоны внетропических широт образуются в области высотных фронтальных зон, характеризующихся большими горизонтальными градиентами температуры в тропосфере, а следовательно, большими градиентами давления и высокими скоростями ветра. Если обратиться к приведенным в предыдущем разделе картам относительной и абсолютной топографии, то можно заметить, что зоны больших контрастов температуры то усиливаясь, то ослабевая опоясывают практически все северное и южное полушария. Наиболее благоприятные условия для возникновения циклонов создают интенсивная адвекция холода, усиливающая контраст температуры, и расходимость воздушных течений в средней тропосфере. Такие условия создаются в ряде районов северного и южного полушарий, особенно в тех районах Земли, где располагаются так называемые энергоактивные зоны океанов. Влияние океана на циркуляцию атмосферы более

крупномасштабно по сравнению с энергоактивными зонами суши. Мировой океан является главным аккумулятором лучистой энергии Солнца, с одной стороны, а его деятельный слой – главным источником тепла, поступающего в атмосферу умеренных широт в холодное полугодие, с другой. Большую роль в процессах аккумуляции и передачи тепла в атмосферу играет облачный покров. Он служит главным регулятором притока лучистой энергии Солнца к поверхности океана. В холодную половину года океан с помощью описанных в гл. 2 процессов теплообмена отдает атмосфере тепло, накопленное в теплый период года. Это тепло посредством преобладающего в тропосфере западного переноса, периодически возмущаемого циклонической деятельностью, переносится на континент. Таким образом, генератором общей циркуляции атмосферы является теплосодержание Мирового океана, являющееся его долговременной памятью. Вихревой компонент в виде циклонов и антициклонов возбуждается при взаимодействии атмосферы с энергоактивными зонами океана. Роль океана в формировании особенностей общей циркуляции атмосферы рассматривается в п. 4.7.

Распределение энергоактивных зон в северном и южном полушариях неодинаково. В результате неравномерного распределения материков и океанов в северном полушарии распределение энергоактивных зон в нем оказывается значительно более сложным, чем в южном полушарии. Неодинаковым является и распределение зон с высокой бароклинностью в тропосфере северного и южного полушарий. В северном полушарии поля температуры и геопотенциала в большой мере возмущены. Зимой над океанами образуются гребни тепла, а над материками – ложбины холода. Поскольку оси ложбин приходится на восточные части материков, а оси гребней – на восточные части океанов, дельты высотных фронтальных зон располагаются у восточных берегов Северной Америки и Азии. Здесь же происходит интенсивная адвекция холода, и именно здесь наблюдаются благоприятные условия для возникновения циклонов. При указанной структуре термобарических полей над континентами располагаются входы высотных фронтальных зон, а следовательно, возникают благоприятные условия для антициклогенеза.

На рис. 4.24 приводятся повторяемости подвижных циклонов в январе. К ним относятся те циклоны, которые образуются и развиваются при нестационарности атмосферных процессов макросиноптического масштаба в области высотных фронтальных зон. Рассматривая рис. 4.24, можно увидеть не только положение областей, характеризующихся наиболее активным циклогенезом, но и преобладающие

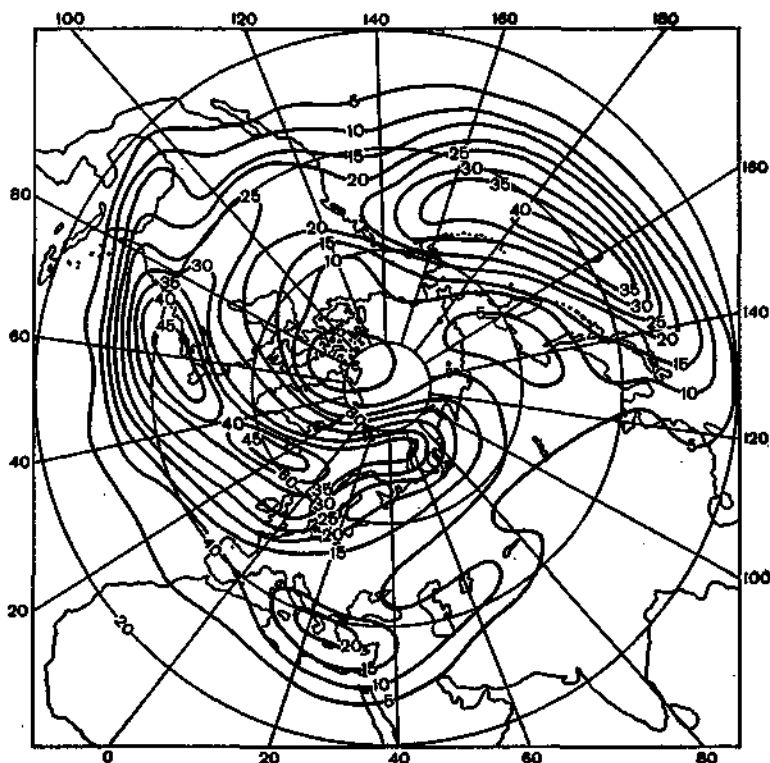


Рис. 4.24. Повторяемость (%) подвижных циклонов. Январь.

перемещения циклонов. Первая область большой повторяемости циклонов располагается над северной частью Атлантического океана. Возникая у восточных берегов Северной Америки, циклоны перемещаются в северо-восточном направлении от Ньюфаундленда на Исландию и Баренцево море. Чаше всего над Исландией они достигают наибольшего развития, т.е. оказываются наиболее глубокими. При дальнейшем перемещении к северо-востоку они заполняются. Аналогичная картина имеет место и над севером Тихого океана. Возникая у восточных берегов Азии, циклоны углубляясь перемещаются в северо-восточном направлении, так что самое низкое давление в их области

оказывается в районе Алеутских островов. При дальнейшем перемещении на северо-восток к Аляске циклоны заполняются. Указанные особенности циклогенеза и обуславливают вытянутость области высокой повторяемости подвижных циклонов в северном полушарии с юго-запада на северо-восток.

На карте повторяемости подвижных циклонов обнаруживается еще один частный максимум, располагающийся над Средиземным морем. Он объясняется тем, что по западной периферии ложбины, ориентированной со Скандинавии на юг, происходит интенсивная адвекция холода. Несмотря на то что над Средиземным морем в среднем не наблюдается расхожимость изогипс, адвекция холодного воздуха приводит к фронтогенезу, который сопровождается возникновением циклонов. Из карты следует, что процесс циклогенеза имеет место в Средиземноморье не так часто, как в районах основных максимумов циклонической деятельности, однако она протекает здесь более интенсивно, чем внутри континента, где циклоны появляются только при очень интенсивных меридиональных процессах.

Поскольку подвижные антициклоны образуются в области входа высотной фронтальной зоны, наибольшая повторяемость антициклонов зимой, как можно видеть на рис. 4.25, отмечается на материках Северная Америка и Азия, т.е. восточнее районов, где обнаруживается активная циклоническая деятельность. Она распространяется и на прилегающие части океанов. Этот факт объясняется тем, что антициклоны обычно не возникают над океанами, а развиваются в тылу циклонов при перемещении с материков на океаны. Частные максимумы повторяемости антициклонов обнаруживаются над Восточной Европой и Балканами, Западной Сибирью и севером Африки.

В южном полушарии в связи с более однородным характером подстилающей поверхности конфигурация зоны повышенной повторяемости циклонической деятельности оказывается существенно проще. Так как зона повышенных горизонтальных градиентов температуры располагается вокруг Антарктиды вдоль широтных кругов 60–70° ю., области повышенных повторяемостей циклонов летом, что по времени соответствует зиме северного полушария, образуют полюсу, прилегающую к Антарктиде (см. рис. 4.29 а). К северу повторяемость циклонов резко уменьшается, а повторяемость антициклонов возрастает.

Описанные особенности процессов цикло- и антициклогенеза обуславливают основные особенности структуры поля давления у земной поверхности. Эти особенности можно выявить путем осреднения фактических полей давления за длительный промежуток времени, например за месяц. На рис. 4.26 показаны поле среднемесячного

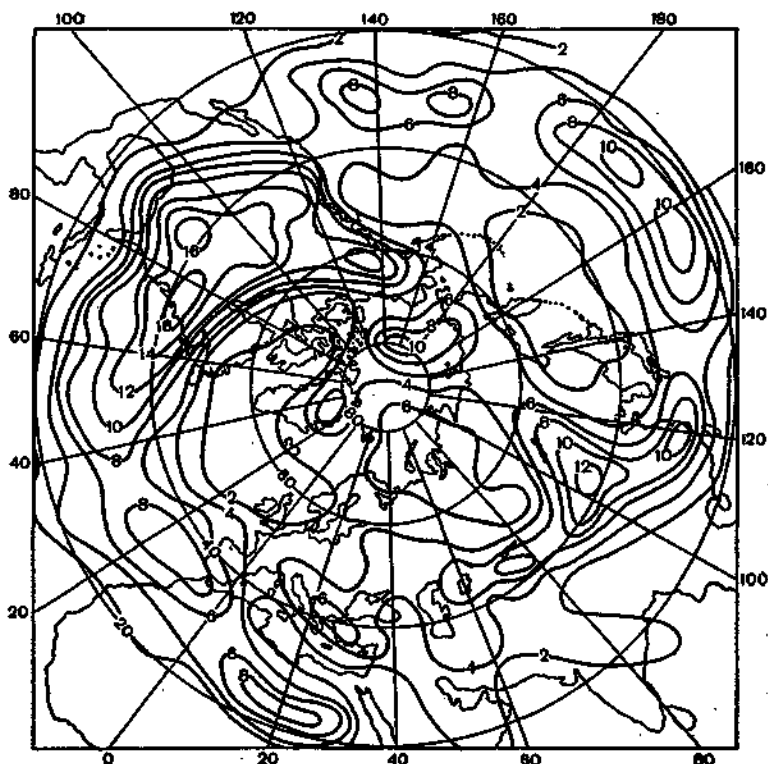


Рис. 4.25. Повторяемость (%) подвижных антициклонов. Январь.

давления и система воздушных течений для января на уровне моря.

Из рис. 4.26 следует, что как в северном, так и в южном полушарии в поле давления обнаруживаются области высокого и низкого давления, которые принято называть центрами действия атмосферы. Эти центры не играют какой-либо роли в общей циркуляции атмосферы и, следовательно, в формировании климата, а являются результатом статистического осреднения фактических полей давления. Однако они представляют большой интерес тем, что характеризуют районы, где преобладает циклоническая или антициклоническая деятельность.

Как отмечалось выше, возникающие у восточных побережий

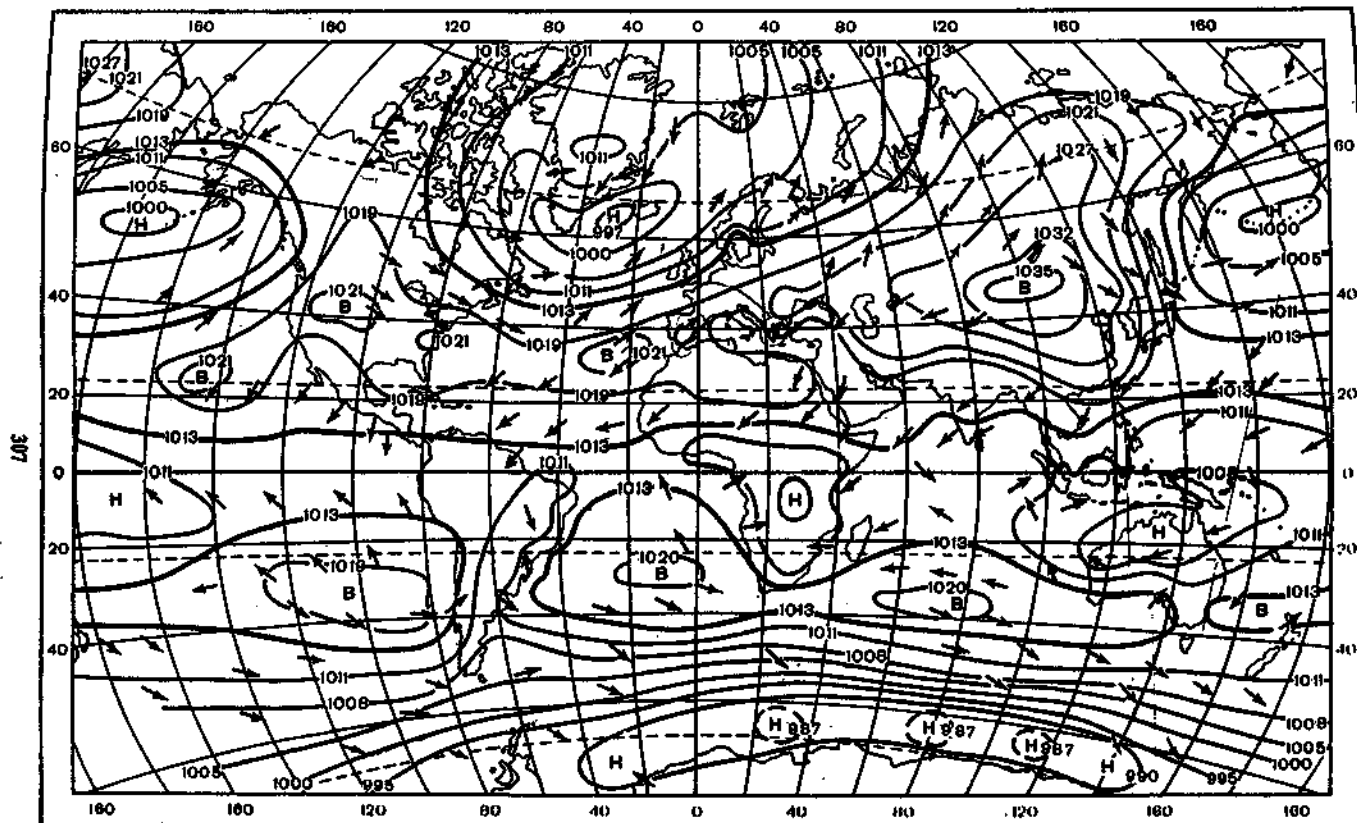


Рис. 4.26. Среднее поле давления (гПа) и течения воздуха на уровне моря. Январь.

материков циклоны, перемещаясь к северо-востоку, наибольшей интенсивности достигают в районе Исландии и Алеутских островов. Именно благодаря тому, что в районах Исландии повторяемость циклонов наибольшая и что они оказываются здесь наиболее глубокими, при осреднении поля давления образуется обширная и глубокая депрессия, которая получила название исландской. По аналогичной причине на севере Тихого океана наблюдается алеутская депрессия. Повышенной повторяемости антициклонов на континентах северного полушария соответствуют азиатский (сибирский) и североамериканский антициклоны. В южном полушарии вновь обнаруживаются предантарктическая зона пониженного давления и ряд антициклонов, располагающихся в субтропиках над океанами: южноатлантический, южноиндийский и южнотихоокеанский. В тропической зоне южного полушария, кроме того, наблюдаются летние южноафриканский и австралийский циклоны.

В районе экватора между двумя полосами повышенного давления северного и южного полушарий располагается приэкваториальная полоса пониженного давления (экваториальная ложбина). По определенным причинам, которые будут обсуждаться ниже, приэкваториальная полоса пониженного давления в январе находится южнее экватора.

Такая структура среднего поля давления в январе создает определенную систему течений у земной поверхности. Севернее $60-65^{\circ}$ с.ш. преобладают северные и северо-восточные потоки, направленные от области относительно повышенного давления над Арктическим бассейном (слабовыраженного арктического антициклона) к исландской и алеутской депрессиям и простирающимся от них к востоку и западу ложбинам. В полосе от 35 до 45° с.ш. преобладают юго-западные потоки воздуха, направленные от пояса повышенного давления к указанным депрессиям. Над севером Восточной Сибири в связи с распространением гребня азиатского антициклона далеко к северу, юго-западные и южные ветры достигают 70° с.ш. и даже распространяются выше.

Между полосой высокого давления в умеренных и субтропических широтах северного полушария и экваториальной ложбиной воздух у земной поверхности перемещается с севера и северо-востока к югу и юго-западу, обуславливая циркуляцию в тропических широтах северного полушария.

В южном полушарии в тропиках преобладают юго-восточные

потоки воздуха от полосы южных субтропических антициклонов к экваториальной полосе пониженного давления. В 35–50° ю.ш. имеют место северо-западные устойчивые потоки воздуха. В связи с большими горизонтальными градиентами давления, наблюдающимися в указанном поясе широт и обусловленными большими градиентами температуры, западные и северо-западные ветры имеют большие скорости, особенно у южной оконечности Южной Америки. Пояс западных ветров над южным полушарием называют „ревущими сороковыми“. Южнее оси предантарктической ложбины обнаруживаются юго-восточные потоки.

Летом в северном полушарии условия для цикло- и антициклогенеза значительно отличаются от описанных выше. Благодаря тому, что температура поверхности океана от зимы к лету меняется мало, а континенты летом значительно прогреваются, температурные контрасты в тропосфере оказываются значительно меньшими, чем зимой. Это обуславливает тот факт, что повторяемость циклонов в июле (рис. 4.27) над океанами значительно меньше, чем повторяемость циклонов в январе. Однако она увеличивается над континентами, особенно над северо-востоком Азии, в связи с тем, что возникающие в бассейне рек Оби и Енисея циклоны, перемещаясь в восточном и северо-восточном направлениях, над Восточной Сибирью и Дальним Востоком достигают наибольшего развития.

В противоположность циклонам, которые имеют тенденцию отклоняться к северу, т.е. в направлении увеличения отклоняющего действия вращения Земли, антициклоны, перемещаясь под действием преобладающего западного переноса, имеют тенденцию отклоняться к югу. В соответствии с этим, как видно на рис. 4.28, в июле антициклоны часто оформляются над океанами в субтропиках. Увеличение повторяемости подвижных антициклонов отмечается, кроме того, над морями Арктического бассейна и прилегающими районами континентов, а также в Средиземноморье. В южном полушарии зимой, что соответствует лету северного полушария, общая картина распределения интенсивности циклонической деятельности, как следует из рис. 4.29, мало изменяется по сравнению с летом. Зона повышенной повторяемости циклонов примыкает к Антарктиде. К северу от нее интенсивность циклонической деятельности резко уменьшается, а антициклонической деятельности резко возрастает.

Описанные процессы цикло- и антициклогенеза приводят к тому, что летом по сравнению с зимой поле давления у земли существенно перестраивается в северном и мало меняется в южном полушарии (рис. 4.30).

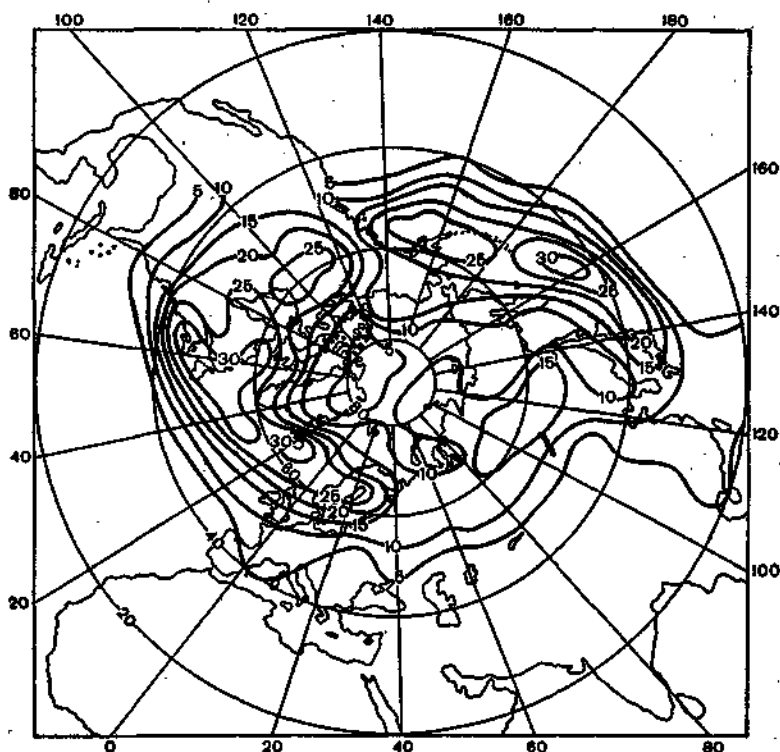


Рис. 4.27. Повторяемость (%) подвижных циклонов. Июль.

В связи с малой повторяемостью циклонов и малой их интенсивностью исландская депрессия на карте среднего давления воздуха на уровне моря в июле проявляется слабо, а алеутская депрессия исчезает совсем. Практически весь Азиатский материк занимает обширная азиатская депрессия, которая образуется за счет сильного прогрева материка в субтропических районах. Ее ложбины, вытянутые к северу, северо-западу и северо-востоку, а также к юго-востоку, обусловлены интенсивной циклонической деятельностью над Сибирью и Дальним Востоком.

Летом большой интенсивностью обладают азорский и тихоокеан-

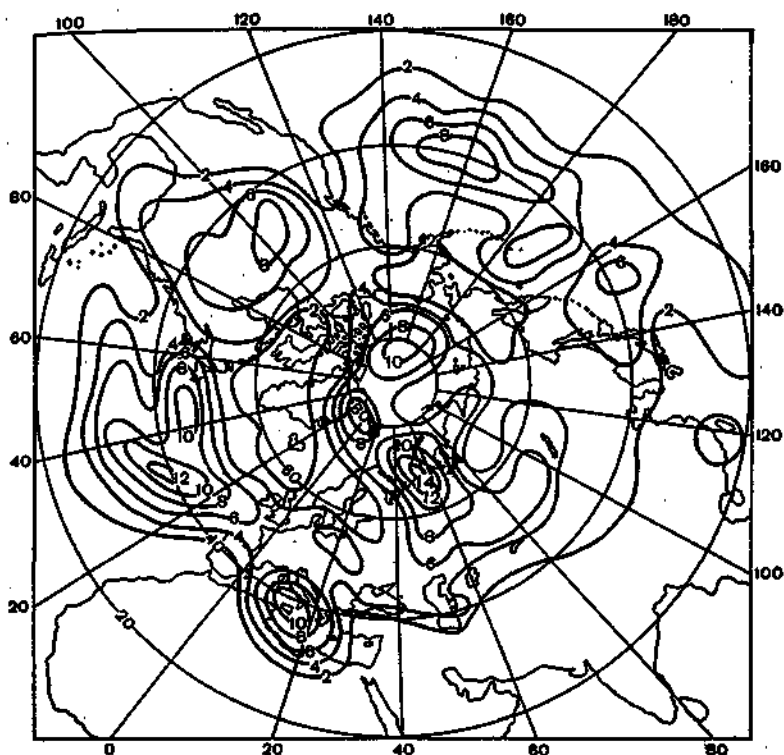


Рис. 4.28. Повторяемость (%) подвижных антициклонов. Июль.

ский антициклоны, которые постоянно регенерируют при вхождении в их области ядер высокого давления, перемещающихся к юго-востоку в тылу циклонических серий. Эти антициклоны практически захватывают все пространства северной половины Атлантического и Тихого океанов. От азорского антициклона на Европу и Средиземное море и Северную Америку распространяются хорошо выраженные гребни, которые соответствуют повышенной повторяемости антициклонов в этих районах полушария. Вытянутый к западу гребень имеет и тихоокеанский антициклон. На восточной его части гребни не обнаруживаются, что отражает влияние Кордильер и Скалистых гор, которые тянутся почти меридионально вдоль всего Тихоокеанского побережья Северной Америки.

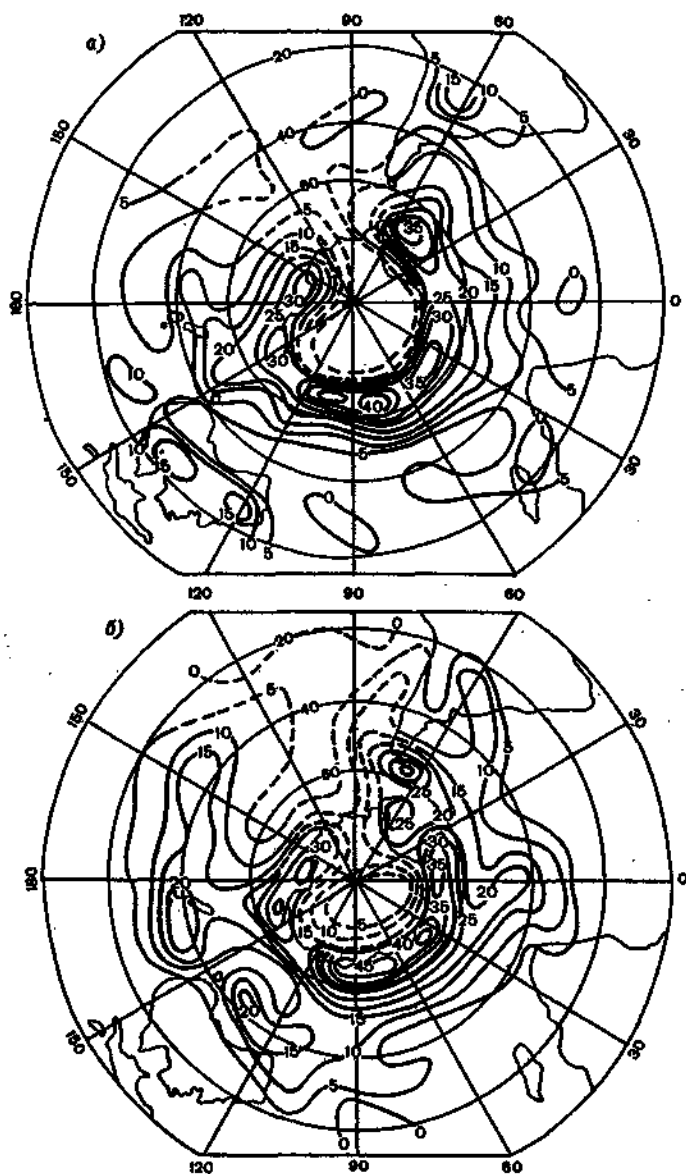


Рис. 4.29. Повторяемость (%) циклонов в южном полушарии зимой (а) и летом (б).

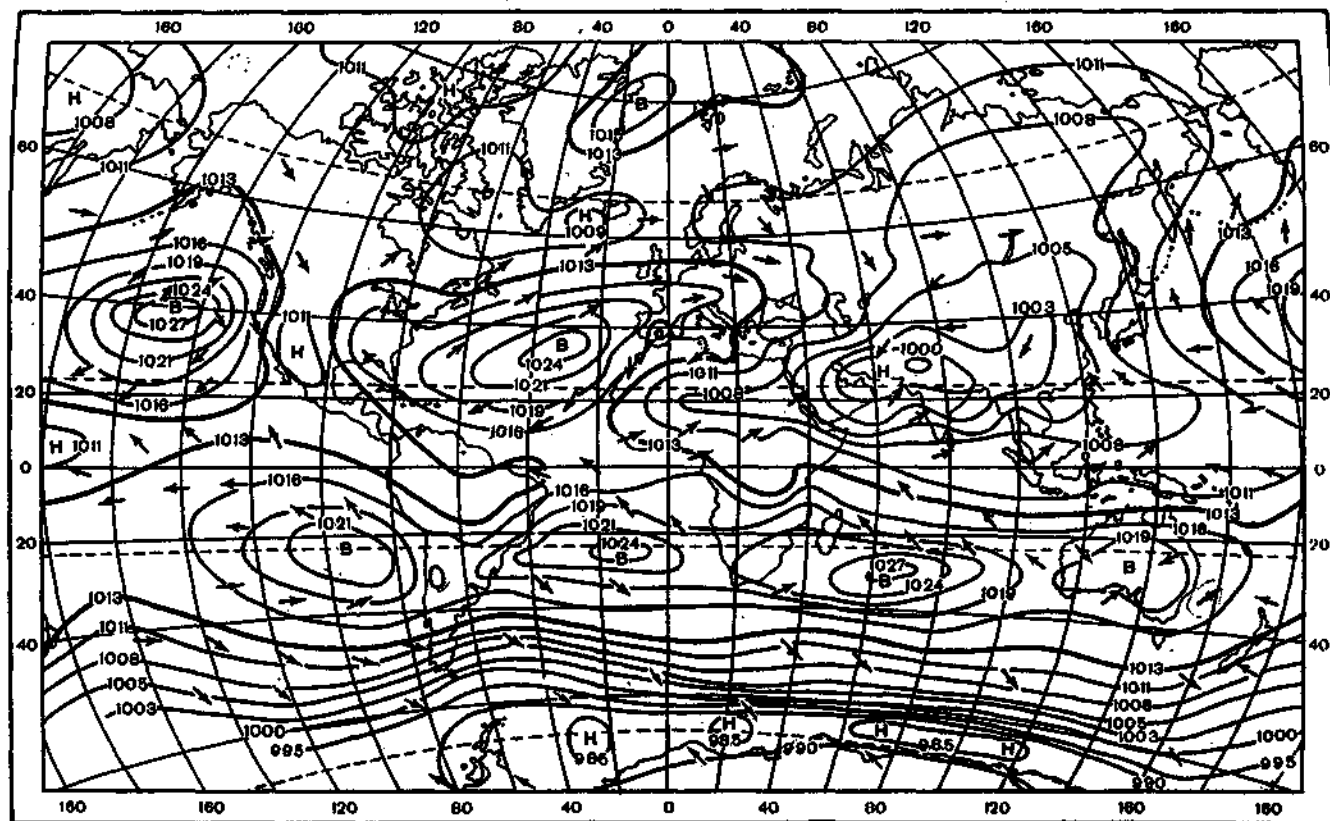


Рис. 4.38. Среднее поле давления (гПа) и течения воздуха на уровне моря. Июль.

Как и в январе, в июле в субтропической зоне южного полушария обнаруживаются хорошо выраженные южноатлантический, южноиндийский и южнотихоокеанский антициклоны, которые вместе со слабовыраженным антициклоном над Австралией образуют полосу высокого давления. Эта полоса отделяется от антарктического антициклона предантарктической ложбиной.

В соответствии с описанной структурой поля давления летом у поверхности земли образуются определенные системы воздушных течений. Достаточно слабый западный перенос захватывает высокие и умеренные широты северного полушария. Над океанами он переходит на юго-западный, а его интенсивность увеличивается. Над Азиатским материком в области обширной депрессии циркуляция воздуха является достаточно сложной. Южнее 40° с.ш. западный перенос сменяется северо-западным и северо-восточным, который над юго-востоком и югом Китая, Индокитаем, севером Индостана конвергирует с юго-восточным и юго-западным потоками.

Сложный характер по сравнению с январем имеет приэкваториальная полоса пониженного давления. Если над Тихим и Атлантическим океанами она располагается несколько севернее географического экватора, то в азиатской части она по существу сливается с азиатской депрессией и перемещается далеко на север. В связи с этим юго-восточные потоки тропической зоны южного полушария, обусловленные северной периферией южноиндийского субтропического антициклона, при перемещении к северу пересекают экватор, меняются на юго-западные и распространяются на южную часть Азии. В тропических районах южного полушария над Атлантическим и Тихим океанами имеют место юго-восточные потоки.

Южнее зоны высокого давления в южном полушарии наблюдаются северо-западные и западные потоки, интенсивность которых в связи с ростом меридионального градиента температуры зимой южного полушария значительно возрастает. Северо-западные течения входят в предантарктическую ложбину, южнее которой они сменяются юго-восточными.

4.4.

Климатологические фронты

В поле преобладающих переносов воздуха у подстилающей поверхности, связанных с центрами действия атмосферы, обнаруживаются более или менее выраженные зоны конвергенции, вдоль которых

сходятся различные по происхождению воздушные массы. Площади земной поверхности, занимаемые арктическим воздухом, воздухом умеренных широт, тропическим воздухом, выделяются также путем осреднения полей давления и ветра, равно как и положение линий разделения воздушных масс — атмосферных фронтов. Многолетние средние положения главных фронтов в разные сезоны называются климатологическими фронтами. Они играют важную роль в понимании циркуляционных механизмов формирования климатов. Так же как реальные поля давления в те или иные синоптические сроки отличаются от представленных выше осредненных полей, положение реальных атмосферных фронтов на синоптических картах может значительно расходиться с положением климатологических фронтов, которые для января и июля приводятся на рис. 4.31.

В северном полушарии в январе (рис. 4.31 а) выделяются две ветви арктического фронта, разделяющего арктический воздух и воздух умеренных широт. Одна из них располагается на севере Атлантического океана и Евразийского материка, вторая проходит через Аляску и север Канады. В июле арктические фронты занимают более северное положение по сравнению с январем.

Арктический воздух южного полушария от умеренного воздуха отделяет антарктический фронт, окружающий Антарктиду.

Южнее арктического фронта располагается система полярных фронтов, отделяющих районы с воздухом умеренных широт от районов, в которых преобладает тропический воздух. Полярные фронты в северном полушарии обнаруживаются от 30 до 50° с.ш. В январе одна из ветвей полярного фронта проходит от Флориды до Ла-Манша, вторая наблюдается над Средиземным морем, третья ветвь обнаруживается в Азии вдоль горных хребтов Ирана, Афганистана и по северной границе Тибета. Еще одну ветвь можно обнаружить в Тихом океане. Она проходит от Филиппинских островов к южной оконечности Аляски. В южном полушарии полярные фронты занимают более узкую зону и размещаются в пределах 40–50° ю.ш.

В июле атлантическая и тихоокеанская ветви полярного фронта располагаются несколько севернее по сравнению с январем. Азиатская ветвь проявляется только над Дальним Востоком, а американская, едва заметная в январе над югом США, в июле пересекает всю центральную часть Северо-Американского материка. В южном полушарии ветви климатологического полярного фронта располагаются у круга широт, соответствующего 40° ю.ш.

Как указывалось в предыдущем разделе, между поясами субтропических антициклонов северного и южного полушарий располагает-

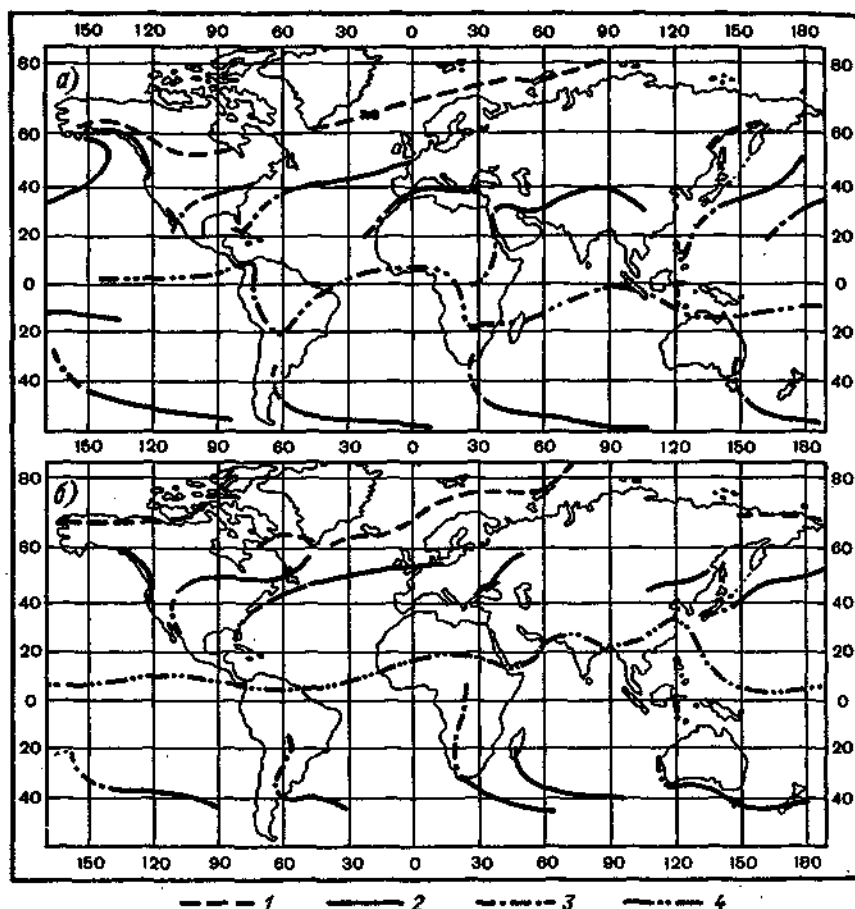


Рис. 4.31. Климатологические фронты в январе (а) и июле (б).

1 — арктический; 2 — полярный; 3 — пассатный (продолжение полярного фронта в тропическую зону); 4 — ось экваториальной ложбины.

ся полоса пониженного давления, вдоль оси которой осуществляется схождение северо-восточных ветров северного полушария и юго-восточных ветров южного полушария, называемых пассатами. Полосу пониженного давления принято называть экваториальной ложбиной, а ось ложбины иногда именуют внутритропическим климатологическим

фронтом. Следует заметить, однако, что это название является данью норвежской школе метеорологов, которые впервые ввели в метеорологическую науку понятие атмосферных фронтов. В данном случае понятие „фронт” едва ли применимо, поскольку вдоль оси приэкваториальной ложбины конвергирует экваториальный воздух северного и южного полушарий, т.е. воздушные массы, обладающие над обширными пространствами океанов одними и теми же свойствами. На рис. 4.33 как раз и обозначено положение оси экваториальной ложбины в январе и июле.

Как видно на рис. 4.31, в арктическом и полярном фронтах имеются разрывы, которые особенно велики над Евразийским материком. Они указывают районы, где осуществляется глубокое проникновение холодных воздушных масс к югу, теплых — к северу, а атмосферные фронты размываются. На представленных картах можно заметить, что концы полярных фронтов проникают далеко в глубь тропиков, где они разделяют уже не тропический воздух и воздух умеренных широт, а различные массы тропического воздуха, сформировавшиеся в различных субтропических антициклонах. В связи с этим их называют пассатными фронтами.

Климатологические фронты имеют тот же смысл, что и центры действия атмосферы, т.е. являются результатом статистического осреднения. Они показывают, в каких районах Земли в течение года преобладают те или иные воздушные массы, характеризуют районы, где от зимы к лету происходит смена воздушных масс с различными свойствами. На основе этих критериев Б. П. Алисовым была разработана генетическая классификация климатов, о которой речь будет вестись ниже.

4.5.

Циркуляция атмосферы в тропической зоне

4.5.1.

Особенности поля давления

Атмосферные процессы во внетропической зоне носят непериодический характер. Они определяются интенсивной циклонической деятельностью, обусловленной сложными взаимосвязями между звеньями климатической системы. В низких широтах циклоническая деятельность ослаблена, а основные циркуляционные механизмы генерируются постоянно поддерживаемой разностью температур между районами субтропиков и экваториальными районами. В связи с этим сезонные особенности проявляются здесь более отчетливо, чем во внетропических широтах.

Циркуляция атмосферы в тропической зоне на схемах общей

циркуляции атмосферы, посредством которых ранее пытались объяснить основные течения воздуха, изображалась в виде замкнутой крупномасштабной ячейки Хэдли (рис. 4.32). В соответствии с этой моделью воздух из экваториальной зоны на высотах перемещается к тропикам. У поверхности земли наблюдается компенсационное течение, направленное в сторону экватора. Под действием силы Кориолиса потоки воздуха отклоняются вправо, т.е. приобретают северо-восточное направление в северном полушарии и юго-восточное направление в южном. Они называются пассатами. Сходящиеся пассаты северного и южного полушарий должны возбуждать восходящее движение с последующим растеканием воздуха к северу и югу от экватора. Эти течения воздуха получили название антипассатов. В субтропиках в результате накопления воздуха вследствие сходимости воздушных течений на высотах должны возникать нисходящие движения. Последние рассматривались как причина образования субтропических областей высокого давления. Таким образом, субтропические антициклоны выступают в качестве следствия пассатной циркуляции.

Фактические данные, однако, существенно расходятся с этой циркуляционной моделью. Прежде всего, области повышенного давления в субтропиках имеют вид не сплошного пояса высокого давления, как это следует из пассатной теории, а состоят из ряда изолированных антициклонов. Положение центров антициклонов подвержено большим изменениям в зависимости от времени года. Более того, летом над перегретыми субтропическими зонами Северо-Американского и Евразийского материков образуются не антицикло-

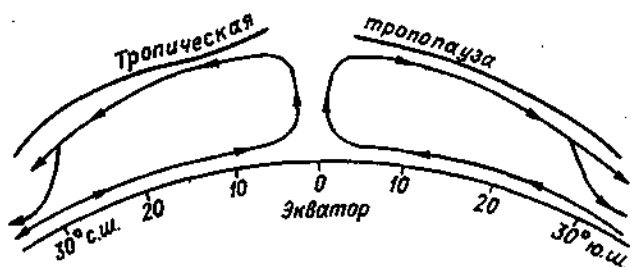


Рис. 4.32. Ячейка Хэдли.

ны, а обширные области пониженного давления. Результаты радиозондирования атмосферы в тропической зоне показали, что северо-восточные потоки, наблюдающиеся у земли, на высотах на юго-западные антипассаты не переходят, а, оставаясь восточными, с высотой еще более усиливаются и обнаруживаются на уровне изобарических поверхностей 300, 200 и даже 100 гПа. Это отчетливо видно на рис. 4.6. Отсюда следует вывод, что не пассатная циркуляция служит причиной формирования антициклонов в субтропиках, а наоборот, она возникает под действием областей высокого давления, т.е. является их следствием. По указанной причине меридиональную циркуляцию, определяемую ячейкой Хэдли, нельзя считать основной формой циркуляции. Восточный перенос в экваториальной зоне пониженного давления обусловлен тем, что у поверхности земли и на высотах градиенты давления направлены от тропиков к оси приэкваториального пояса пониженного давления, который принято называть экваториальной ложбиной.

Ось экваториальной ложбины не располагается строго по экватору. Она постоянно меняет свое положение, которое зависит от склонения Солнца и долготы места. Зависимость от долготы отражает неравномерность распределения материков и океанов на поверхности Земли. В среднем за год ось экваториальной ложбины находится на 5° с. ш. Таким образом, особенности поля давления, свойственные северному и южному полушариям, разделяются не географическим экватором, а указанным широтным кругом, который называют метеорологическим экватором. Отсюда следует, что метеорологическое северное полушарие в среднем меньше метеорологического южного полушария.

Если рассмотреть среднее широтное положение оси экваториальной ложбины в январе и июле, то в январе она располагается около 5° ю. ш., а в июле — около 15° с. ш. В действительности же оно в большей мере определяется, как уже указывалось, долготой. На рис. 4.33 показана зависимость среднего положения оси экваториальной ложбины от долготы. Из него следует, что в январе в поясе, где оказывают большое выхолаживающее влияние Азия и Северная Африка, ось экваториальной ложбины располагается в южном полушарии, достигая $15-17^{\circ}$ ю. ш. Наоборот, над большей частью Тихого океана и над Атлантическим океаном, т.е. над относительно теплой подстилающей поверхностью, ось экваториальной ложбины располагается в январе в северном полушарии, достигая 8° с. ш. над Тихим океаном.

В июле среднее положение экваториальной ложбины изменяется от 2 до 27° с. ш. Наиболее высоких широт она достигает над Азией. От года к году положение экваториальной ложбины колеблется относи-

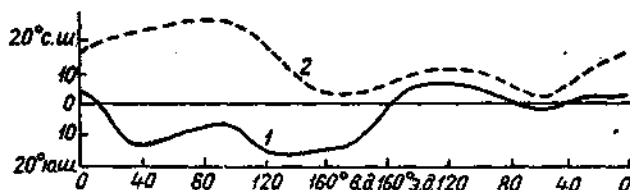


Рис. 4.33. Среднее положение оси экваториальной ложбины в январе (1) и июле (2). По Г. Рилу.

тельно указанного среднего. Однако в сторону южного полушария она смещается меньше, чем в сторону северного полушария. Причиной этого является, по-видимому, более устойчивая зональная циркуляция в средних широтах южного полушария, ограничивающая распространение к югу экваториальной ложбины. Только в отдельных крайне редко встречающихся случаях зимой наблюдаются глубокие вторжения воздуха с северного полушария, достигающие центральной Австралии.

Как указывалось выше, годовой ход экваториальной ложбины зависит от годового хода склонения Солнца. Но между ними наблюдается сдвиг по фазе, равный двум месяцам, так что наступление максимума и минимума в положении экваториальной ложбины отстает от соответствующих экстремумов склонения Солнца (рис. 4.34). Это объясняется тем, что наиболее высокие температуры воздуха достигаются спустя два месяца после летнего солнцестояния.

Отмеченные особенности миграции экваториальной ложбины, являющейся границей между метеорологическими полушариями, показывают, что размеры последних меняются в зависимости от положения Земли на орбите: в перигелии происходит расширение северного и южного полушарий.

Так как к северу и к югу от экваториальной ложбины давление увеличивается, на ее оси должна происходить конвергенция воздуха северного и южного полушарий. В действительности конвергенция в области экваториальной ложбины не везде отчетливо проявляется. Те части ложбины, где наблюдается хорошо выраженная конвергенция потоков, называются внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). Эти зоны непрерывно возникают и разрушаются. При этом поле сходи-

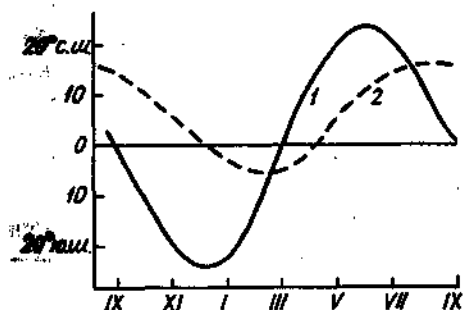


Рис. 4.34. Годовой ход склонения Солнца (1) и положение экваториальной ложбины (2).

мости потоков и поле восходящих движений, обусловленных конвергенцией, в области ВЗК несимметричны по отношению к оси экваториальной ложбины. Следовательно, столь же несимметричным оказывается расположение облачности и осадков, вызванных восходящими движениями воздуха за счет конвергенции потоков.

Как показывают наблюдения, в области экваториальной ложбины иногда образуется несколько зон конвергенции, чаще всего две. Существуют различные объяснения причины раздвоения ВЗК. Некоторые исследователи основной причиной считают термический фактор. Испарение с поверхности океана, охлаждение воздуха и уменьшение инсоляции за счет экранирования облачностью потоков солнечного излучения должны привести к изменению распределения температуры и образованию источника относительного холода. Это приведет к возникновению нисходящих потоков под облачностью первоначально единой ВЗК и, как следствие, к разделению ее на две зоны конвергенции. Другие исследователи объясняют разделение ВЗК и асимметричность активности процессов в ее области так называемым β -эффектом. Суть его заключается в том, что когда ВЗК находится севернее экватора, юго-восточный пассат, пересекая экватор, поворачивает к востоку из-за быстрого изменения силы Кориолиса. Создается вторичная зона конвергенции южнее основного положения ВЗК.

На рис. 4.35 приводится карта дивергенции средней горизонтальной скорости ветра в тропической зоне океанов в июле. Видно, что над океанами, особенно над Тихим и Индийским, отчетливо прослеживаются две зоны конвергенции. Между ними располагается зона дивергенции.

В некоторых случаях ВЗК состоит не из двух, а из трех зон: внут-

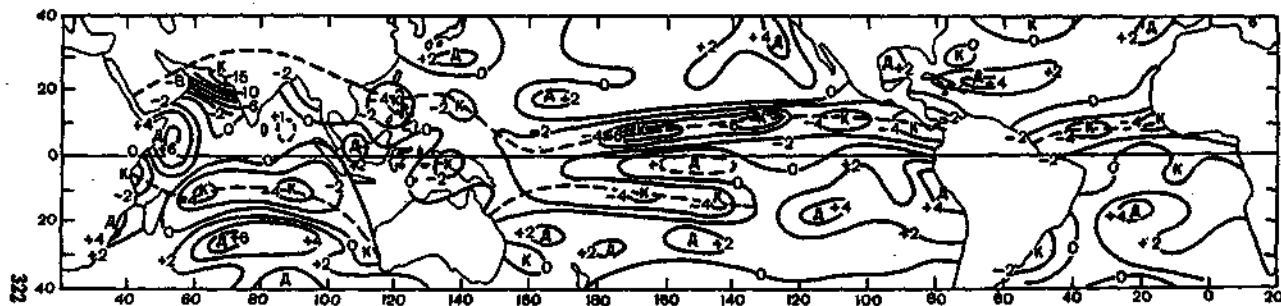


Рис. 4.35. Дивергенция средней горизонтальной скорости ветра (10^{-6} с^{-1}) в тропической зоне в июле. По Рилло.
Д — дивергенция, К — конвергенция.

ренной и двух внешних. Внешние зоны выражены более отчетливо. В них происходит образование мощной облачности и обильных осадков. В центральной зоне отмечаются участки слабой конвергенции, сопровождаемой западными ветрами или слабыми ветрами неустойчивых направлений.

Экваториальная ложбина охватывает весь земной шар. Однако она не является однородным барическим образованием, в котором давление однообразно уменьшается от субтропиков к оси ложбины. В области экваториальной ложбины постоянно возникают волнообразные и циклонические возмущения. Примером волнообразных возмущений являются восточные волны, которые обнаружены в восточном потоке над океанами на экваториальной стороне субтропических антициклонов. Они лучше обнаруживаются в средней тропосфере в поле ветра и слабо выражены у поверхности земли. С восточными волнами связаны определенные облачные системы и осадки.

Циклонические возмущения в экваториальном поясе возникают непрерывно. Они проявляются в результате небольших, но частых изменений барического поля. Изменения же температуры у подстилающей поверхности в их области малы. С энергетической точки зрения значение этих циклонов в общей системе циркуляции атмосферы невелико.

4.5.2

Особенности циркуляции воздуха в тропической зоне

В соответствии с особенностями структуры поля давления, в тропической зоне между субтропическими антициклонами и экваториальной ложбиной в нижних слоях атмосферы развивается меридиональная циркуляция: в северном полушарии – северо-восточный пассат, в южном полушарии – юго-восточный пассат. Пассатная циркуляция является наиболее устойчивой. Ее можно обнаружить в тропической зоне почти всегда. Средние характеристики пассатной зоны представлены на рис. 4.36.

В северном полушарии зимой пассатная зона простирается от экватора до 28° с. ш. Летом, поскольку экваториальная ложбина перемещается в северное полушарие, зона располагается между 18° и 31° с. ш. Таким образом, площадь, охватываемая пассатной циркуляцией, от зимы к лету уменьшается вдвое. Средняя скорость пассата зимой также примерно в 2 раза превышает его среднюю скорость летом. В южном полушарии положение пассатной зоны более стабильное, не меняется и ее структура. В северном полушарии летом под влиянием хорошо развитой муссонной циркуляции пассатная зона приобретает сложную структуру.

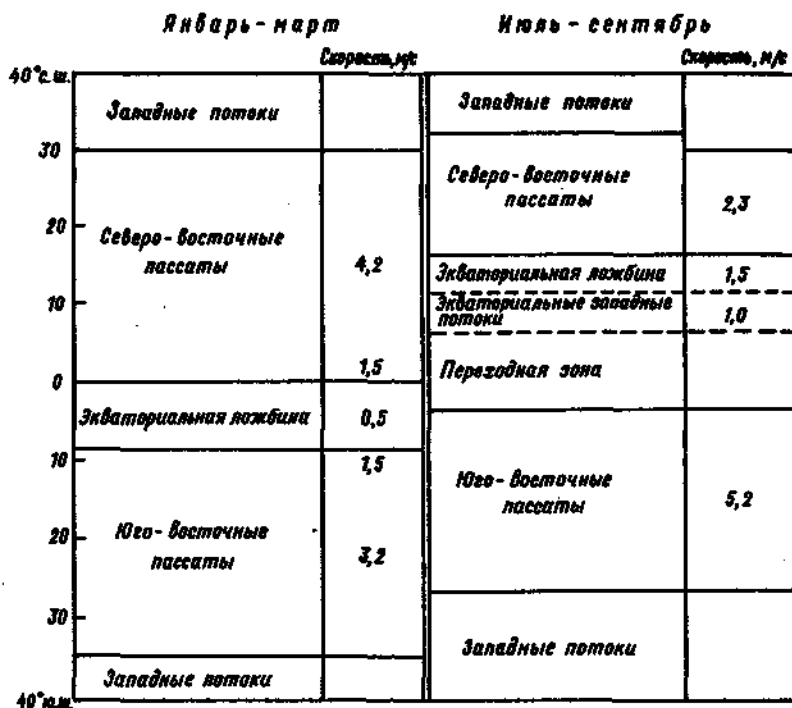


Рис. 4.36. Характеристики поясов пассатной циркуляции у поверхности земли.

Особенности воздушных течений в тропической зоне отчетливо проявляются на картах линий токов для января и июля, которые представлены на рис. 4.37. На картах изображены также изотакхи. Из них следует, что пассатная циркуляция наиболее устойчиво выражена в тропической зоне южного полушария, а в северном полушарии — над восточной частью Тихого и западной частью Атлантического океанов, где, как указывалось ранее, экваториальная ложбина располагается вблизи географического экватора и мало меняет свое положение в течение года. В западной части Тихого океана и над Юго-Восточной Азией пассатная циркуляция нарушается под действием муссонных явлений, так что южные потоки, охватывая тропики южного полушария, распространяются на эти районы северного полушария. Над

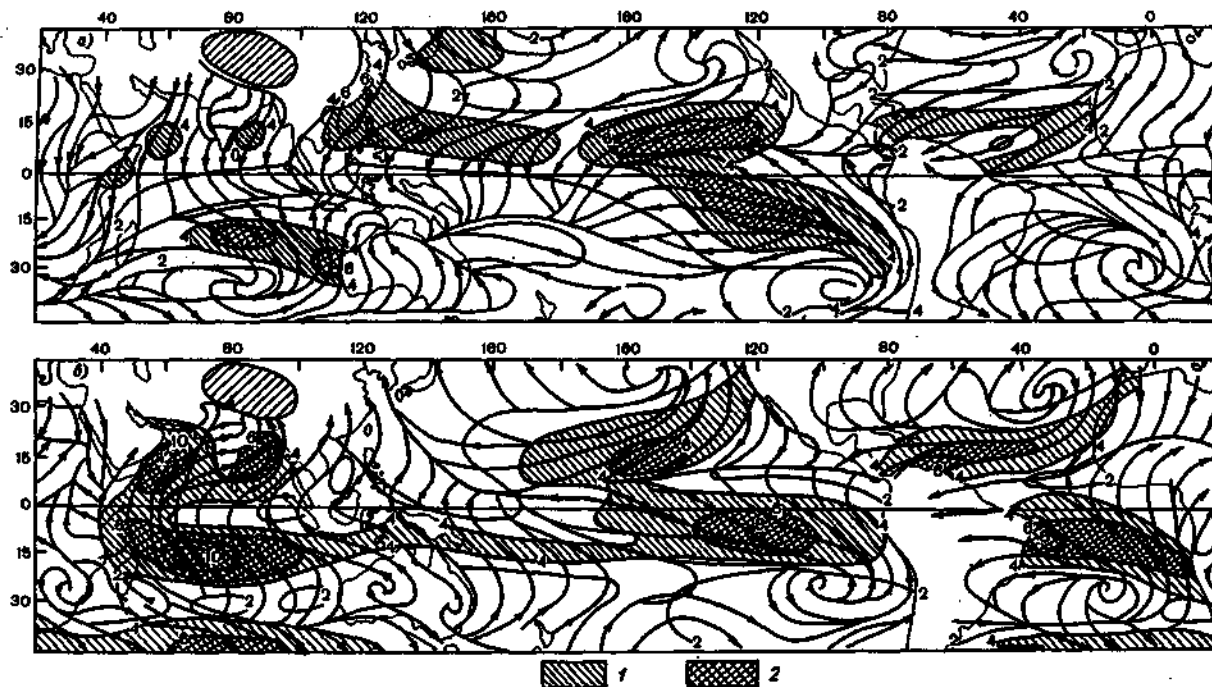


Рис. 4.37. Линии тока и изотак (м/с) в январе (а) и июле (б).

1 — области со скоростями ветра больше 4 м/с ; 2 — области со скоростями ветра больше 6 м/с .

океанами средние скорости пассатов превышают 4 м/с, а в некоторых районах достигают 6–8 м/с. Скорости ветра, превышающие 12 м/с, которые в июле наблюдаются над Индией, относятся, очевидно, к муссону.

Большое влияние на развитие атмосферных процессов в тропической зоне оказывает пассатная инверсия. Она формируется под действием крупномасштабного оседания воздуха с больших высот в области субтропических антициклонов. Оседающий воздух на некоторой высоте встречается с потоком морского воздуха, направленным к экватору. По существу, нижней границей пассатной инверсии является поверхность раздела между этими массами воздуха. Таким образом, пассатная инверсия относится к числу приподнятых инверсий.

Над восточными частями Атлантического и Тихого океанов, где находятся холодные океанические течения, важную роль играет охлаждение приземного слоя атмосферы снизу под действием турбулентного теплообмена. Этот процесс приводит к увеличению интенсивности пассатной инверсии и понижению ее нижней границы, которая может располагаться даже на высоте нескольких десятков метров.

Пассатные инверсии наблюдаются над обширными просторами океанов, где пассатное течение хорошо выражено. В табл. 4.2 приводятся осредненные характеристики пассатных инверсий, полученные зимой 1969 г. в эксперименте АТЭКС, а также в 1974 г. во время проведения АТЭП. Из таблицы следует, что с приближением к экватору интенсивность инверсии уменьшается. Вместе с тем происходит увеличение высоты ее нижней границы. Высота пассатной инверсии изменяется не только с широтой, но зависит также и от долготы. Эта зависимость отчетливо проявляется на рис. 4.38, где приводятся высоты нижних границ пассатной инверсии над Атлантическим океаном.

Наименьших высот основание инверсии достигает вблизи Африки на широте 15–20° в обоих полушариях. К западу и к югу она увеличивается, достигая 1500 м, а над экватором – 2000 м. Аналогичная картина наблюдается над восточной частью Тихого океана вблизи Калифорнии и Чили.

Зондирования атмосферы, проведенные во время АТЭКС, показали, что высоты нижней и верхней границ пассатной инверсии чрезвычайно изменчивы. Причиной этого является, по-видимому, проникновение в инверсионный слой конвективных ячеек, образующихся во влажном подынверсионном слое воздуха, и последующая трансформа-

Средние характеристики пассатных инверсий

	Давление, гПа			Температура, °C		
	на нижней границе	на верхней границе	Разность	на нижней границе	на верхней границе	Разность
АТЭКС	855	825	30	14	19	+5
о-ва Зеленого мыса	920	880	40	17	23	+6
НИС „Академик Курчатов“ (8° и 23,5° з. д.)	835	795	40	13	14	+1
о. Вознесения	840	790	50	12	14	+2
Тихий океан (32° с. ш. и 136° з. д.)	880	840	40	7	12	+5
Побережье Калифорнии	960	820	140	12	20	+8

ция в процессе смешения воздуха, располагающегося в слое инверсии. Этот же механизм приводит к размыванию пассатной инверсии на южной границе северо-восточного пассата. В результате создаются благоприятные условия для развития интенсивной конвекции, особенно в области ВЗК.

Выше пограничного слоя в тропической зоне летом в пределах тропосферы и нижней стратосферы преобладают восточные переносы. Они особенно устойчивы в южном полушарии, а также в северном полушарии над Западной Атлантикой и восточной частью Тихого океана. В западной части Тихого океана и над севером Индийского океана, где большое влияние оказывают муссонные явления, в нижней половине тропосферы летом преобладают западные ветры. Они охватывают тропическую зону Южной Азии, а также Африки. В зимний сезон как в северном, так и южном полушарии в стратосфере тропической зоны наблюдается хорошо выраженный западный перенос.

Одной из особенностей циркуляции атмосферы в тропической зоне являются периодические изменения направления переноса, которые получили название экваториальной квазидвухлетней цикличности. Она состоит в том, что в средней стратосфере наблюдаются чередующиеся периоды продолжительностью около одного года, в которых отмечается или восточный, или западный поток. Таким образом, одноименные направления переноса наблюдаются через каждые два года. Наибольшую амплитуду квазидвухлетняя цикличность имеет в слое 25–30 км. С увеличением или уменьшением высоты ее амплитуда

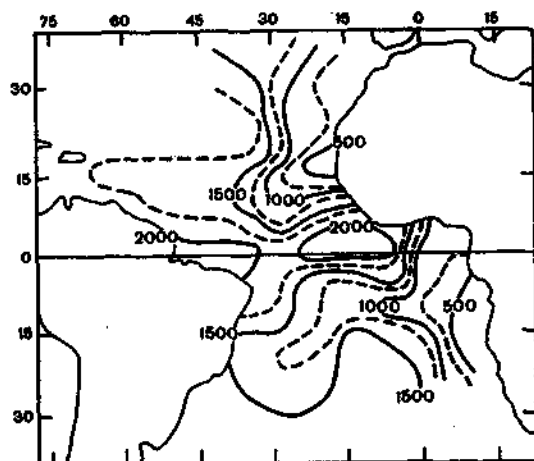


Рис. 4.38. Высота нижней границы слоя пассатной инверсии (м) в Атлантике.

уменьшается.

На рис. 4.39 показана глобально осредненная квазидвухлетняя цикличность зонального ветра в широтном поясе $0-5^{\circ}$ с. за период с 1967 по 1971 г. Из него следует, что в стратосфере через один год западная составляющая скорости ветра меняется на восточную. С течением времени происходит опускание максимумов ветра сверху вниз со средней скоростью 1 км в месяц. Это явление обуславливает сдвиг по фазе цикличности с уменьшением высоты, который отчетливо проявляется на рис. 4.39. Обращает внимание тот факт, что максимумы восточных ветров значительно превышают максимумы западных ветров.

Квазидвухлетняя цикличность проявляется не только в смене знака зональной составляющей скорости ветра. Она сопровождается также колебаниями температуры воздуха и содержания озона. Содержание озона в средней стратосфере возрастает при преобладании западного ветра. В этот же период отмечается положительная аномалия температуры воздуха. Существует предположение, что квазидвухлетняя цикличность связана с аномалией в распределении солнечной

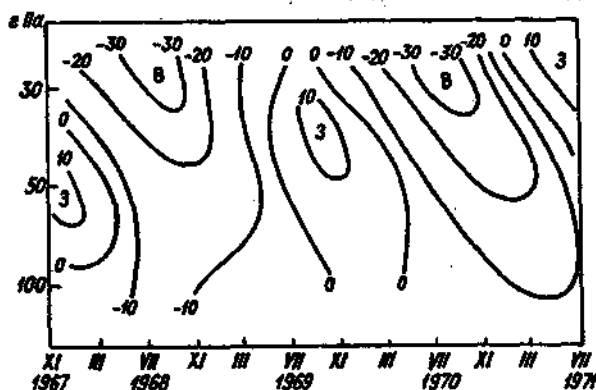


Рис. 4.39. Глобально осредненные квазидвухлетние циклические зонального ветра (м/с) в поясе $0-5^\circ$ ш. 1967–1971 гг.

радиации. Оно находит подтверждение в том, что квазидвухлетняя циклическость в стратосфере приэкваториальной зоны ненадолго исчезла после извержения в 1963 г. вулкана Агунг в Индонезии, когда в стратосфере образовался пылевой экран.

4.5.3

Тропические циклоны

Как уже отмечалось, экваториальная ложбина не является однородным поясом пониженного давления, как это следует из модели Хэдли. В ее зоне имеет место целая иерархия образований различных масштабов. Это системы синоптического масштаба, характерный размер которых 3000 км, а занимаемая площадь $3 \cdot 10^8$ км², системы мезомасштаба площадью $2 \cdot 10^3$ км², а также отдельные кучево-дождевые облака. Как правило, синоптические системы являются слабразвитыми. Чаще всего они прослеживаются в нижней половине тропосферы и не вносят существенного энергетического вклада в общую циркуляцию атмосферы, как это свойственно внетропическим циклонам, хотя с ними и связаны наиболее существенные погодные явления в тропической зоне, в том числе выпадение значительного количества осадков. Однако в тропической зоне часто возникают циклонические вихри, которые занимают сравнительно небольшие пространства, но обладают колоссальными энергетическими ресурсами. Они получили название тропических циклонов, хотя в разных географических районах их называют по-разному. В Юго-Восточной Азии – это тайфуны, в Атлантическом океане – ураганы, в Индийском океане – циклоны.

По сравнению с внетропическими циклонами тропические циклоны невелики. Их диаметр не превышает нескольких сотен километров, но горизонтальные градиенты давления и скорости ветра в них намного больше, чем в хорошо развитых внетропических циклонах. Возникают тропические циклоны над океанами в тропической зоне, преимущественно между широтами $10-20^\circ$ в обоих полушариях над теплыми частями океанической поверхности, где температура воды достигает 28°C , и начинают перемещаться в основном вдоль ведущего потока, т. е. с востока на запад. В северном полушарии над Тихим океаном, перемещаясь в западном направлении, тропические циклоны в зависимости от структуры термобарического поля подходят к берегам Азии и либо перемещаются на континент, где быстро заполняются, либо под действием меридионального потока на западной периферии тихоокеанского антициклона отклоняются к северо-востоку и смещаются на Японские острова. В Атлантическом океане они также выходят на юг Северо-Американского континента или поворачивают к северу и постепенно заполняются. На рис. 4.40 показаны траектории тропических циклонов.

Из рис. 4.40 следует, что в южном полушарии тропические циклоны не перемещаются южнее 30° ш., в то время как в северном они могут проникать севернее 40° ш. Причиной этого является большая меридиональность потоков в северном полушарии по сравнению с южным.

На траектории тропических циклонов оказывает влияние температура поверхности океана. Как показывают исследования, в среднем траектория тропических циклонов отклоняется от ведущего потока влево на 16° . Для медленно перемещающихся тропических циклонов угол между траекторией и ведущим потоком может достигать 23° . Сравнение распределения температуры поверхности океана с траекторией движения тропических циклонов показывает, что развивающиеся тропические циклоны стремятся перемещаться в сторону более теплой воды. Это можно, по-видимому, объяснить тем, что положительным аномалиям температуры поверхности океана соответствуют положительные аномалии потоков в атмосферу тепла и влаги. Последние благоприятствуют развитию тропических циклонов.

Данные метеорологических искусственных спутников позволили сделать вывод о том, что тропические циклоны образуются достаточно часто. В среднем за год насчитывается около 120 тропических цикло-

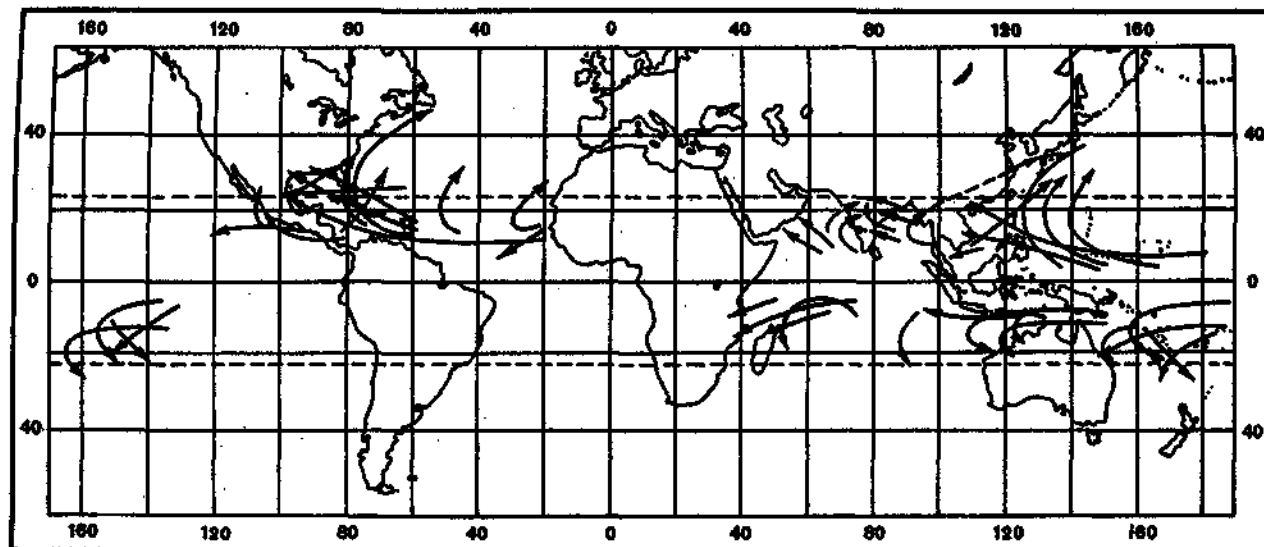


Рис. 4.48. Траектории тропических циклонов.

нов, хотя их повторяемость может сильно меняться от года к году. Установлено также, что повторяемость тропических циклонов в северном полушарии примерно в 3 раза превышает их повторяемость в южном полушарии.

В большинстве районов наиболее часто тропические циклоны возникают в конце лета и осенью, когда наблюдается самая высокая температура воды поверхности океана. Осенью тропические циклоны образуются примерно в 2 раза чаще, чем летом.

Хорошо развитые тропические циклоны, несмотря на небольшие размеры, обладают колоссальной энергией. Отмечались случаи, когда скорость ветра в их области достигла 70–90 м/с и даже превышала 100 м/с.

Средняя продолжительность жизни тропических циклонов составляет 6 сут. Это время исчисляется от его зарождения до выхода на сушу или перехода в зону средних широт. Однако бывают случаи, когда тропические циклоны существуют до двух недель и даже месяца.

Процесс эволюции тропического циклона делят на четыре стадии:

1) стадия формирования. Тропические циклоны образуются только из синоптических волновых возмущений в восточном потоке. Их углубление происходит в течение нескольких суток, однако может носить и взрывной характер;

2) стадия молодого циклона. Развитие тропического циклона в этой стадии может идти по двум направлениям. Либо он в виде неглубокой депрессии перемещается на большие расстояния и затухает, либо циклон интенсифицируется, давление в его области резко падает до значений ниже 1000 гПа, вокруг центра образуется плотное кольцо ветров ураганной силы радиусом 30–50 км;

3) стадия зрелости. Падение давления в центре циклона и увеличение скорости ветра прекращается, однако система циркуляции распространяется на большие расстояния, а радиус увеличивается до 100–200 км, иногда может достигать 300 км. Симметрия возмущения нарушается, так как зона штормовых ветров распространяется вправо, если смотреть по направлению движения. Эта стадия может продолжаться несколько суток;

4) стадия затухания. Она начинается, когда тропический циклон выходит на сушу или на область холодного океанического течения. Однако иногда в северном полушарии, перемещаясь на восток или

северо-восток, тропический циклон, регенерирует на полярном фронте, теряет температурную симметрию, превращается в интенсивный внетропический циклонический вихрь. В этом случае он вносит большой энергетический вклад в общую циркуляцию атмосферы.

С тропическими циклонами связаны не только ветры ураганной силы, но и большие количества осадков, а в прибрежных районах и огромные разрушительные волны. Количество осадков может достигать нескольких десятков, а в некоторых случаях и нескольких сотен сантиметров. Выпадение такого количества осадков часто вызывают наводнения, которые совместно с ураганым ветром причиняют большой ущерб и приводят к человеческим жертвам.

4.6

Муссонная циркуляция

В ряде районов поверхности Земли на формирование климата большое влияние оказывают муссоны. Эта циркуляционная система обладает отчетливо выраженным сезонным характером. На ее формирование большое влияние оказывает термический режим суши и океана, складывающийся под действием радиационных факторов.

Муссоны издавна привлекают внимание исследователей. Тем не менее до сих пор существуют различные точки зрения на причины возникновения, эволюции и локализацию муссонной циркуляции. Можно встретить утверждение, что муссон представляет собой воздушное течение между сушей и морем, возникающее за счет неодинакового нагревания суши и моря. В связи с этим муссон представляется в виде замкнутой циркуляционной ячейки большого масштаба. Нижняя часть его проявляется в виде аazonального приземного потока, который сопровождается на высотах противоположным течением — антимуссоном. Более правильным следует считать мнение о том, что муссоны являются результатом сезонного сдвига планетарных зон ветров. Они представляют собой квазигоризонтальные зональные потоки — реальные составляющие общей циркуляции атмосферы. Сезонный режим погоды в различных областях муссонов может быть разным в зависимости от термодинамического состояния участвующего в муссонной циркуляции воздуха и характера рельефа.

Некоторые количественные характеристики, позволяющие отнести к муссону воздушные течения, содержатся в определении С. П. Хромова, которое является наиболее распространенным: муссон — это „такой режим общей циркуляции атмосферы в большой географической области, при котором ветры одного направления в каждом месте этой области резко преобладают над остальными, а само преобладающее направление ветра от зимы к лету и от лета к зиме меняется на проти-

воположное или близко к противоположному". К противоположным относятся направления, угол между которыми составляет 120° и более, а к резко преобладающим — направления, имеющие повторяемость 40% и более. Механизм формирования муссонных ветров связан с основными элементами общей циркуляции атмосферы, циклонами и антициклонами.

На основе этих критериев Хромов построил карту, на которой обозначены области с муссоном, а также области с „муссонной тенденцией". К последним относятся те области, где противоположные ветры зимой и летом имеют повторяемость менее 40 %. Эта карта представлена на рис. 4.41.

Обращает внимание тот факт, что муссонные области объединяются в несколько зон, вытянутых в широтном направлении. Вместе эти зоны хорошо оконтуривают периферийные районы Евразийского материка с севера, востока и юга. Они обнаруживаются также в отдельных районах Африки и американских континентов, т. е. там, где происходит смена направления горизонтального градиента температуры между сушей и морем.

Структура муссонных областей связана с изменением положения и интенсивности центров действия атмосферы. Можно выделить три муссонные зоны: тропическую, располагающуюся между 20° с. ш. и 20° ю. ш.; две субтропические, которые размещаются между 30 и 40° ш. в обоих полушариях, зону умеренных широт и, наконец, полярную зону. Последние две зоны обнаруживаются только в северном полушарии в пределах 50 – 60° и около 70° с. ш. соответственно.

Следует заметить, что муссоны зонально размещаются вдоль тех частей тропической зоны, где имеют место достаточно заметные изменения температуры и, следовательно, давления между сушей и морем в зимний и летний сезоны. Зональность нарушается только на востоке Азии. Там образуется меридиональная полоса муссонов, которая является результатом слияния и усиления трех зон.

Попытку уточнить границы муссонов сделал К. Рамедж. Он предлагал считать муссонами только те области из выделенных на рис. 4.41, в которых средняя скорость результирующего ветра в январе и июле превышает 3 м/с и в каждом пятиградусном квадрате в каждый из этих месяцев любого двухлетнего периода происходит меньше одной смены антициклона на циклон, или наоборот. В результате протяженность зоны с муссонной циркуляцией значительно уменьшилась. В нее

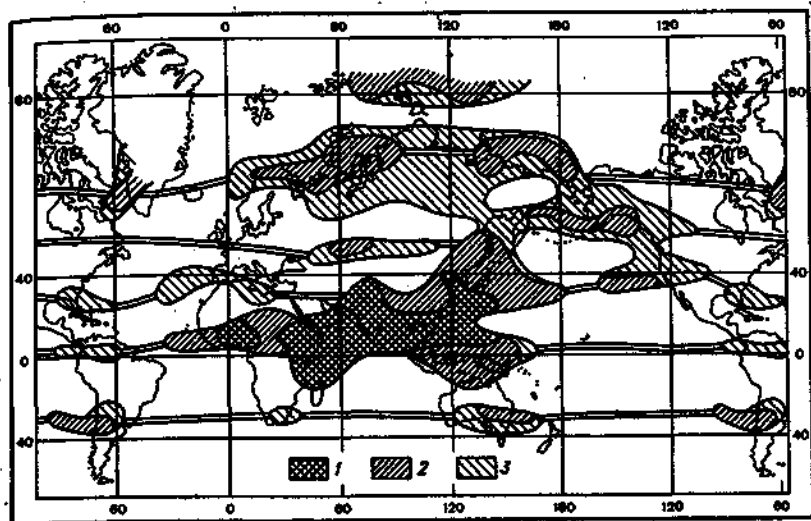


Рис. 4.41. Повторяемость преобладающих направлений ветра. По С. П. Хромову.
1) 40 %; 2) 40–60 %; 3) 60 %. Заштрихованы области с углом (между преобладающими направлениями ветра в январе и июле) от 120 до 180°.

вошло пространство, ограниченное 35° с. ш. и 25° ю. ш., а также 30° з. д. и 170° в. д.

Таким образом, по Рамеджу, муссон является особенностью циркуляции только тропиков. По-видимому, этот результат явился следствием недостатка данных наблюдений. В последнее время был накоплен большой исходный материал, на основе которого удалось уточнить положение границ муссонной области для Восточной Азии. При этом в расчет принимались только те метеорологические станции, где средняя скорость ветра в январе или июле превышала 3 м/с, т. е., где муссонное течение было выражено достаточно хорошо.

Оказалось, что аazonальная область над востоком Азии, о которой говорилось выше, в действительности распадается на ряд зональных областей. Обнаруживается муссонораздел, который можно объяснить тем, что он характеризует границу муссонов, возникающих посредством различных циркуляционных процессов. Здесь не наблюдается какое-либо одно хорошо выраженное преобладающее направление ветра. Муссонораздел проходит примерно по 20° с. ш. Южнее него располагается зона тропического муссона, где наблюдается наиболее устойчивый муссон. К северу от муссонораздела находится область

субтропических муссонов, занимающих полосу от 25 до 43° с. ш. Она охватывает Китай, Корею, Японию, южную часть Приморья и простирается в глубь материка вплоть до 105° в. д. Зона муссона умеренных широт располагается между 45 и 65° с. ш.

Природа муссонов в перечисленных зонах различна. Если тропический муссон образуется при взаимодействии экваториальной ложбины и сибирского антициклона зимой, азиатской депрессии и южноиндийского антициклона летом, то субтропический муссон формируется благодаря азиатской депрессии и отрогу тихоокеанского антициклона летом, сибирскому максимуму и юго-западной ложбине алеутской депрессии зимой. Рассмотрим некоторые особенности зимнего и летнего азиатского муссона.

Как уже отмечалось, в северном полушарии зимой образуется сибирский антициклон — обширная область высокого давления. Сильное радиационное выхолаживание способствует существованию этого антициклона в течение всей зимы. Из области антициклона происходит отток холодного воздуха через Китай, Японию к югу и юго-востоку. В полосе 15–20° с. ш. над Южно-Китайским морем этот воздух конвергирует с северо-восточным пассатным течением. Сливаясь при дальнейшем перемещении к западу, эти течения проникают на Индокитай, Малайзию, Филиппинские острова и даже могут достигать северного побережья Австралии. Таким образом, зимой ВЗК, располагающаяся, как уже указывалось, в южном полушарии, разделяет муссонное течение, приобретающее после пересечения экватора северо-западное направление, и пассат южного полушария. Схема воздушных течений зимнего азиатского муссона приводится на рис. 4.42.

Вертикальная протяженность зимнего муссона не одинакова в различных географических районах. Над центральным и восточным Китаем на уровне изобарической поверхности 700 гПа отмечается интенсивный западный перенос, обусловленный разностью температур между полюсом и экватором. При продвижении к югу вертикальная мощность муссона увеличивается, и над югом Азии он прослеживается уже и на уровне поверхности 700 гПа.

Зимний азиатский муссон несет сухой холодный воздух из области сибирского антициклона. Выходя на теплую океаническую поверхность, этот воздух прогревается и обогащается влагой. На районы Индокитая поступает уже теплая морская воздушная масса, принося-

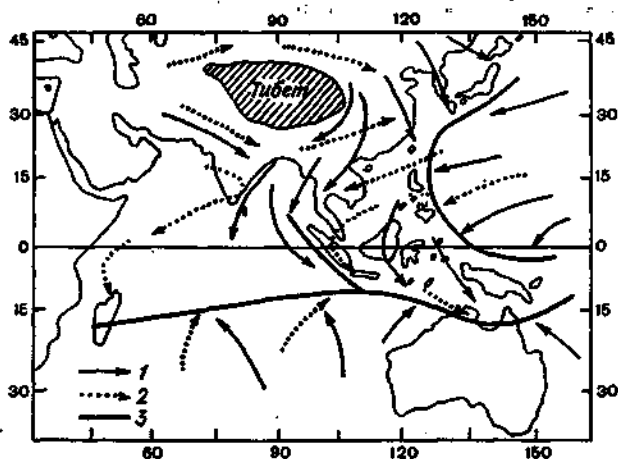


Рис. 4.42. Зимний азиатский муссон.

1 — ветры у поверхности земли; 2 — ветры на уровне 700 гПа; 3 — положение ВЗК.

шая облачную и дождливую погоду. При дальнейшем перемещении к экватору воздух зимнего азиатского муссона приобретает свойство экваториального воздуха.

Летом, как уже отмечалось, образуется обширная азиатская депрессия, с которой сливается экваториальная ложбина, а над океанами происходит усиление антициклонов. Возникают воздушные течения, направленные с водной поверхности на сушу. Деление азиатского муссона на тропический, субтропический и муссон умеренных широт летом обнаруживается особенно отчетливо. Субтропическая ветвь и ветвь умеренных широт проявляется в виде юго-восточного потока влажного воздуха, перемещающегося из области тихоокеанского антициклона на юго-восточную часть Китая, Корею, Японию и Приморье.

Развитие тропической ветви летнего муссона связано с перемещением экваториальной ложбины на юг Азиатского материка. Сначала юго-западное муссонное течение захватывает южную часть Китая, затем распространяется на Индокитай и Индию. На рис. 4.43 приводится схема воздушных течений летнего азиатского муссона.

Летний азиатский муссон имеет большую вертикальную протяженность, чем зимний. Над Индией и Бирмой он достигает высоты 6–9 км. С продвижением к северу вертикальная протяженность его уменьша-

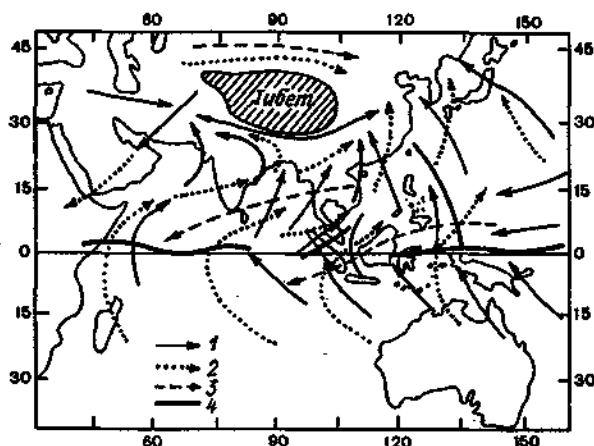


Рис. 4.43. Летний азиатский муссон.

1 — ветры у поверхности земли; 2 — ветры на уровне 700 гПа; 3 — ветры на уровне 500 гПа; 4 — положение ВЗК.

ется и над северо-восточным Китаем, Кореей и Японией муссон редко достигает 2 км, хотя при разных синоптических условиях вертикальная протяженность его может колебаться в широких пределах.

Приходящий на сушу воздух летнего азиатского муссона содержит много влаги и поэтому с ним связывают обильные осадки, выпадающие в это время в районах Южной и Юго-Восточной Азии. Однако следует иметь в виду, что для образования осадков необходимо не только большое влагосодержание воздуха, но и интенсивное развитие процессов, приводящих к конденсации водяного пара. К ним относятся термическая конвекция, усиливающаяся вынужденным поднятием воздуха вдоль южных склонов многочисленных горных хребтов Южной Азии, а также вовлечение влажного воздуха в систему циклонической циркуляции.

В период летнего муссона над Южной Азией происходят внутрисезонные усиления и ослабления муссона. Они зависят от углубления и ослабления муссона. Они зависят от углубления и ослабления летней азиатской депрессии, а также от территориального перемещения ее центра, что в свою очередь определяется процессами, развиваю-

щимися над умеренными широтами. Усиление циклонической деятельности в умеренных широтах приводит к значительным меридиональным преобразованиям полей давления и ветра в тропосфере, сопровождающимся адвекцией холодных масс воздуха к югу и увеличением горизонтальных градиентов температуры и давления. Вызванное этими процессами увеличение нестационарности приводит к изменению давления и перемещению центра азиатской депрессии, а также к появлению дополнительных центров над Аравией, Ираном, Южным Китаем. Поэтому периоды сильных муссонных дождей чередуются с периодами спокойного течения юго-западного муссона, когда осадки отсутствуют.

Таким образом, муссон сопровождается выпадением осадков только в то время, когда имеют место условия, благоприятные для конденсации водяного пара и образования облачных систем. Если эти условия отсутствуют, то при потоке влажного воздуха с океанической поверхности может наблюдаться засуха. Это означает, что летний азиатский муссон только способствует образованию осадков, но не является их единственной причиной.

Азиатский муссон является наиболее развитым сезонным циркуляционным механизмом. Хорошо проявляется также и африканский муссон, хотя он существенно отличается от азиатского. Различия заключаются в том, что циркуляция в нем оказывается менее развитой как по площади, так и по вертикали. Относительно небольшие размеры африканского муссона определяются сравнительно небольшими размерами Африканского континента, а также незначительными сезонными перемещениями экваториальной ложбины. Холодные воздушные массы умеренных широт, во-первых, не участвуют в формировании муссона Африки. Поэтому различия свойств воздушных масс летнего и зимнего муссонов над Африкой не столь значительны, как в Азии. Во-вторых, наблюдаются большие различия муссонов западной и восточной частей Африканского континента, что определяется строением континента.

На западе зимний и летний муссоны формируются в различных по своим свойствам воздушных массах. Зимой в северном полушарии, когда ВЗК находится на западе континента вблизи экватора, а на востоке смещается в южное полушарие (рис. 4.44), большая часть Африканского континента оказывается под действием северо-восточного потока. Воздух, поступающий с северо-востока, формируется над пустынями, а поэтому является холодной устойчивой воздушной массой. Летом ВЗК перемещается в северное полушарие и размещается в июле над Африкой у 15° с. ш. В связи с этим юго-западный поток

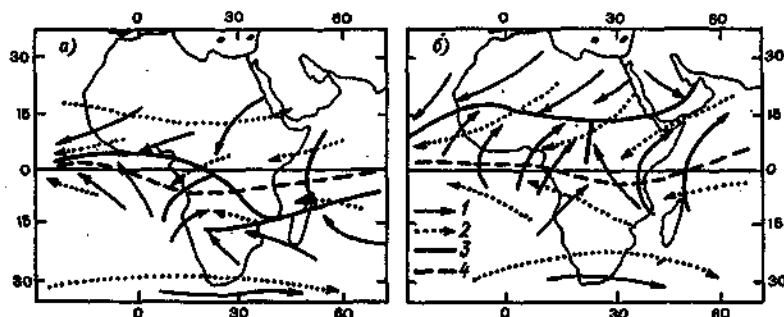


Рис. 4.44. Циркуляция над Африкой в январе (а) и июле (б).
 1 и 2 — ветры на уровнях 850 и 500 гПа; 3 и 4 — положение ВЗК на уровнях 850 и 500 гПа.

неустойчивого воздуха с Атлантики вторгается на западную часть Африканского материка. На восточную часть Африки устремляется воздух с Индийского океана. В отличие от воздуха, поступающего с Атлантического океана, он является достаточно сухим, так как в области холодного течения, проходящего у восточных берегов Африки, испарение невелико и воздух, протекающий над ним, не обогащается влагой. Таким образом, и зимний, и летний муссоны в восточной части Африки не приносят осадков.

4.7

Общая циркуляция океана и ее влияние на климат

Особое значение для формирования и изменения климата имеет взаимодействие между океаном и атмосферой, проявляющееся в обмене теплом, влагой и количеством движения. Океан находится в непрерывном взаимодействии с атмосферой и земной корой. Он представляет собой огромный аккумулятор солнечного тепла и влаги. Благодаря ему на Земле сглаживаются резкие колебания температуры и увлажняются отдаленные районы суши, что создает благоприятные условия для жизни и деятельности человека. Океан оказывает тепловое воздействие на атмосферу в основном благодаря значительной термической инерционности и преобладанию положительной разности температур вода — воздух.

Обратное воздействие атмосферы на океан проявляется главным образом через циркуляцию вод, путем ослабления или усиления

поверхностных (а косвенно и глубинных) течений через ветровой режим. Неравномерное поступление солнечного тепла на поверхность океана и изменчивость атмосферных процессов оказывают непосредственное влияние на температуру, соленость и другие характеристики Мирового океана. Особый интерес представляет пояс Мирового океана, где поглощается огромное количество солнечной радиации (зона между 30° с. ш. и 30° ю. ш.). По данным наблюдений, в зоне между 10 и 30° с. ш. количество тепла, поступающего в верхний слой океана в результате поглощения солнечной радиации, достигает 350 Вт/м². Накопившееся там тепло переносится в более высокие широты, становясь важным фактором смягчения климата умеренных и полярных широт в холодную половину года. В результате испарения и турбулентного теплообмена с акватории океана атмосфере за год передается примерно в 2 раза больше тепла, чем с поверхности суши. Отсюда следует, что Мировой океан является одним из главных факторов формирования климата и погоды на Земле. Оценивая особенности океана как компонента климатической системы, необходимо отметить его гораздо большую протяженность по сравнению с сушей – он занимает примерно $\frac{2}{3}$ (около 71 %) земной поверхности, или 81 % поверхности южного и 61 % северного полушарий.

Весь механизм атмосферной циркуляции, а следовательно, формирование земного климата и условий погоды, самым тесным образом связаны с Мировым океаном. Колебания теплозапасов в любом из пяти океанов Земли, изменение интенсивности океанических течений, размеров площади морских льдов – все это неизбежно влечет за собой крупномасштабные изменения общей циркуляции атмосферы и погоды, которые длительное время могут сохраняться в различных регионах планеты.

Климатически значимыми параметрами Мирового океана являются следующие: температура поверхности океана, соленость и характеристики толщи воды, теплосодержание деятельного слоя океана, морские течения и льды.

Существенное влияние на климат оказывают морские (океанические) течения – количество переносимого ими тепла очень велико. Они представляют собой поступательное движение водных масс в морях и океанах, на поверхности которых они распространяются широкой полосой, захватывая слой воды различной глубины. Морские течения вызываются действием силы трения между водой и воздухом, движущимся над поверхностью моря, градиентами давления, возникающими в воде, а также приливообразующими силами Луны и Солнца. На направление течений большое влияние оказывает сила вращения

Земли, под влиянием которой потоки вод отклоняются в северном полушарии вправо, а в южном — влево.

В физической океанографии морские течения обычно классифицируют по следующим признакам: по факторам или силам, их вызывающим, по устойчивости, глубине расположения, характеру движения и физико-химическим свойствам.

С учетом вызывающих их факторов, морские течения подразделяются на три группы:

1) градиентные течения, обусловленные горизонтальным градиентом гидростатического давления, возникающим при наклоне поверхности моря относительно изопотенциальной поверхности. В зависимости от причин, создающих наклон поверхности моря, выделяют: сгонно-нагонные течения, обусловленные действием ветра; бароградиентные, связанные с изменением атмосферного давления; стоковые (сточные), вызванные повышением уровня у берегов и в устьевых участках рек береговым стоком; плотностные (конвекционные), обусловленные горизонтальным градиентом плотности воды;

2) ветровые и дрейфовые течения. Влекущее действие ветра, передаваемое касательным напряжением поверхностному слою океана и далее в его глубину турбулентной вязкости, возбуждает дрейфовые течения. Ветровые течения представляют собой циркуляцию во всем бароклинном слое (включая и градиентные течения), которая обусловлена влекущим действием ветра и наклоном уровня, вызываемым непосредственным воздействием ветра и перераспределением плотности, связанных с дрейфовыми течениями;

3) приливные течения, которые вызываются приливообразующими силами Луны и Солнца.

По характеру изменчивости морские течения разделяют на постоянные (устойчивые), временные и периодические (приливно-отливного происхождения). Постоянными и временными течениями могут быть дрейфовые, стоковые, плотностные и бароградиентные. По расположению различают течения поверхностные, глубинные, придонные и прибрежные. По характеру движения выделяют меандрирующие, прямолинейные и криволинейные течения (циклонические и антициклонические круговороты).

По физико-химическим свойствам различают теплые, холодные, соленые и опресненные морские течения. Если температура воды течения выше температуры окружающих вод, его называют теплым.

Они обычно движутся из низких широт в высокие, а холодные — из высоких в низкие.

В Мировом океане редко наблюдаются течения, вызванные каким-либо одним из вышеуказанных факторов. Наиболее ярко выраженные океанические течения являются следствием воздействия комплекса факторов. Так, например, Гольфстрим является одновременно плотностным, ветровым и стоковым течением. Определенный интерес представляет глубинная океаническая циркуляция. Наиболее важное значение имеет конвекция, развивающаяся при зимнем охлаждении поверхности океана (зимняя вертикальная циркуляция), когда она охватывает мощный слой воды и в отдельных замкнутых морях с большой соленостью воды распространяется до дна (Красное и Средиземное моря).

Чем ниже температура вод и чем больше их температурные различия, тем значительнее уплотнение и тем большие глубины охватываются перемешиванием. В результате уплотнения при перемешивании вод в зонах сходимости поверхностных течений с различными температурными характеристиками и соленостью происходит погружение поверхностных вод на глубины океана.

Значение процесса перемешивания огромно. Благодаря ему солнечное тепло, поглощаемое тонким поверхностным слоем, проникает в глубину, выравнивается соленость морских вод, глубинные и придонные воды получают кислород, а поверхностные обогащаются питательными (биогенными) веществами, накапливающимися в океане. В ряде прибрежных районов ветровой дрейф приводит к тому, что прогретый поверхностный слой воды уносится от берегов и замещается поднимающейся холодной водой из более глубоких слоев. Подъем морских вод из глубины (апвеллинг), достигающий, например в Северной Атлантике нескольких километров в секунду, существенно влияет на температурный режим верхнего слоя Мирового океана. В районах апвеллинга прибрежные воды в среднем на несколько градусов холоднее вод океана на тех же широтах, что сказывается на изменении климата. Наиболее низкие температуры воды в районе апвеллинга наблюдаются у западных берегов континентов, где он отличается наибольшей интенсивностью и постоянством.

Вертикальная зональность проявляется в последовательной смене поверхностных, подповерхностных, промежуточных, глубинных и придонных масс океанической воды. Последние занимают наиболее глубокие части океана, перемещаясь от районов полюсов по котловинам и соединяющим их подводным понижениям. Наибольшее распространение в океане имеют антарктические воды, характеризующиеся

низкой температурой и относительно богатым кислородом. В Атлантическом океане они распространяются вплоть до 40° с. ш., а в Тихом океане — до экватора и только местами до $10-20^\circ$ с. ш.

Путем экспедиционных исследований в настоящее время усиленно изучается мезомасштабная и синоптическая изменчивость океана — подводные вихри и кольцеобразные течения (так называемые ринги), которые также в большой степени влияют на климат. Оказалось, что доля синоптических вихрей, охватывающих глубины до нескольких километров, в общем балансе перераспределения энергии Мирового океана весьма существенна. Кроме синоптических вихрей (диаметром до 200 км) есть в океане еще и мезомасштабные. Они близко подходят к его поверхности, имеют меньшие размеры (до 40–50 км) и являются элементами внутренней структуры синоптических вихрей.

В областях действия мощных постоянных теплых и холодных океанических течений, являющихся географическими факторами климата, при совместном воздействии воздушных потоков и подъема глубинных вод происходит резкое нарушение зональности климатических условий Мирового океана — границы их далеко сдвигаются в пространстве по направлению к полюсам или к экватору.

На рис. 4.45 показана карта-схема основных течений Мирового океана.

Под влиянием атмосферной циркуляции течения верхнего слоя океана (до глубины 1000–2000 м) образуют антициклонические круговороты в тропических и субтропических широтах и циклонические — в умеренных и высоких широтах. На экваториальных перифериях антициклонических круговоротов (в тропических широтах) горизонтальная циркуляция поверхностных вод океана представлена мощными потоками пассатных течений, развивающихся под влиянием северо-восточного и юго-восточного пассатов. Эти гигантские антициклонические круговороты поверхностных вод в северной и южной половинах океанов расположены под соответствующими атмосферными субтропическими антициклонами. На западной периферии круговоротов находятся наиболее сильные течения со скоростями, превышающими 1 м/с. Пассатные течения вначале пересекают океан с востока на запад, а у восточных берегов материков отклоняются к северу и югу (соответственно в северном и южном полушарии) и движутся вдоль материков приблизительно до широт $40-45^\circ$. Отсюда под влиянием

западных ветров поверхностные течения поворачивают к востоку и вновь пересекают океан, образуя в южном полушарии непрерывный поток поверхностных вод — течение Западных Ветров, а в северном полушарии — мощные Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское течения.

Зимой и летом в тропической области океанов господствуют экваториальные течения, направленные с востока. Там, где течения отклоняются к северу или югу, они приобретают характер теплых, повышающих температуру воды в данной части океана. Таково Гвианское течение, начинающееся в южном полушарии, от северо-восточных берегов Бразилии, имеющее скорость до 1,8 м/с и температуру около 28 °С, а также более слабое Антильское течение, южнее Антильских островов. Через пролив между Флоридой и Кубой из Мексиканского залива выходит мощное теплое Флоридское течение (оно дает начало системе Гольфстрима) с температурой выше 28 °С; его скорость здесь доходит до 2,6 м/с, а расход воды составляет около $9 \cdot 10^{10}$ м³/ч. Воды системы Гольфстрим проникают на 10 тыс. км — от Флориды до Шпицбергена и Новой Земли. Это течение транспортирует огромные массы воды различной солености и плотности. Имея наибольшую ширину потока до 120 км и толщину 2 км, Гольфстрим переносит воды в 22 раза больше, чем все реки земного шара. Пресекая Атлантический океан, Гольфстрим направляется на северо-восток (в своей дельте он разделяется на несколько потоков). Здесь его правильнее называть Северо-Атлантическим течением; оно значительно расширяется и скорость его уменьшается до 0,26–0,32 м/с. Гольфстрим приносит огромное количество тепла к берегам Западной Европы, где он имеет температуру летом 13–15 °С и зимой 8 °С. Омывая берега Норвегии, Северо-Атлантическое течение проникает далее в Баренцево море до Шпицбергена и частично даже в Карское море, значительно утепляя климат западного сектора Арктики. Восточнее из-за большой плотности воды это течение опускается в более глубокие слои океана.

Теплые течения, направленные в высокие широты (Гольфстрим и др.) создают на омываемых ими берегах особый климат с очень теплой зимой и малой годовой амплитудой колебаний температуры. Здесь выпадает повышенное количество осадков, которые часто сопровождаются грозами.

Большое холодное течение выходит из Баффинова моря на юг и под названием Лабрадорского огибает с востока п-ов Лабрадор. Скорость его доходит до 0,78 м/с. Встречаясь с Гольфстримом почти под прямым углом, они образуют у берегов США так называемый субполярный гидрологический фронт. Температура на стыке вод этих

4. Области циркуляции атмосферы и океана, полярные
4.7. Области циркуляции океана и ее влияние на климат

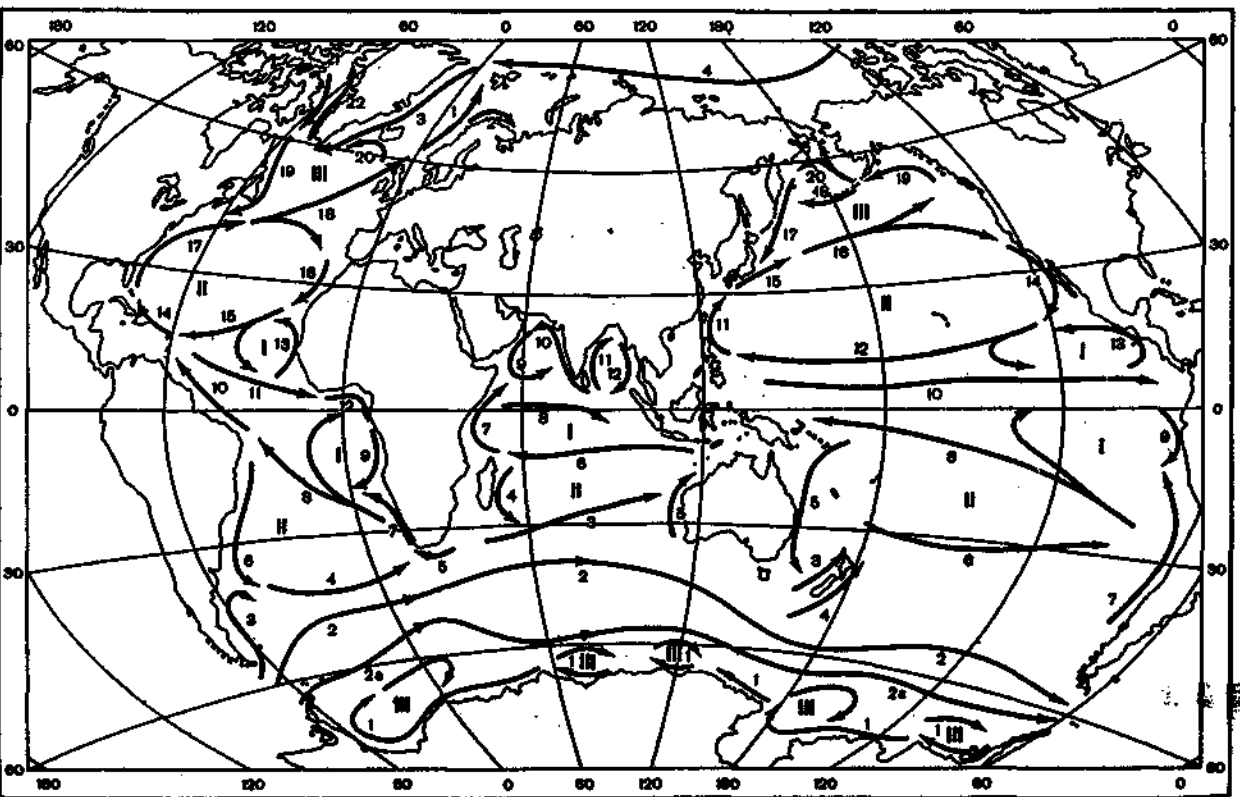


Рис. 4.45. Основные течения на поверхности Мирового океана. По В. Н. Степанову.

I — циклонические тропические, II — антициклонические субтропические, III — циклонические высокоширотные; 1 — Прибрежное атлантическое, 2 — Антарктическое циркумполярное, 3 — его южная ветвь; Атлантика: 3 — Фолклендское, 4 — Южно-Атлантическое, 5 — Игольное, 6 — Бразильское, 7 — Бенгельское, 8 — Южное Пассатное, 9 — Ангольское, 10 — Гвинейское, 11 — Экваториальное противотечение Ломоносова, 12 — Гвинейское, 13 — Зеленого Мыса, 14 — Английское, 15 — Северное Пассатное, 16 — Канарское, 17 — Гольфстрим, 18 — Северо-Атлантическое, 19 — Лабрадорское, 20 — Ирландия, 21 — Баффиново, 22 — Западно-Гренландское; Индийский океан: 3 — Южно-Индийское, 4 — Малаккское, 5 — Западно-Австралийское, 6 — Южное Пассатное, 7 — Сомалийское, 8 — Экваториальное противотечение Тарсана, 9 — Западно-Аравийское, 10 — Восточно-Аравийское, 11 — Западно-Бенгальское, 12 — Восточно-Бенгальское; Тихий океан: 3 — Западно-Новозеландское, 4 — Восточно-Новозеландское, 5 — Восточно-Австралийское, 6 — Южно-Тихоокеанское, 7 — Перуанское, 8 — Южное Пассатное, 9 — Перу-Чилийское, 10 — Экваториальное противотечение Кроуэлла, 11 — Мицанао, 12 — Северное Пассатное, 13 — Мексиканское, 14 — Калифорнийское, 15 — Куросио, 16 — Северо-Тихоокеанское, 17 — Ойясио, 18 — Алеутское, 19 — Алеутинское, 20 — Восточно-Берингово-океанское; Северный Ледовитый океан: 1 — Норвежское, 2 — Нордкапское, 3 — Восточно-Гренландское, 4 — Западное арктическое, 5 — Тихоокеанское.

течений колеблется от нуля до 16°C . Это оказывает огромное влияние на состояние атмосферы – именно здесь часто зарождаются циклоны (примерно каждые два-три дня).

От Северо-Атлантического течения к берегам Португалии и далее на юг ответвляется Канарское течение, которое у западных берегов Африки является холодным. Оно замыкает круговорот вод северной части Атлантического океана, в центре которого находится Саргассово море.

В Тихом океане северная ветвь экваториального пассатного течения, идущего с востока на запад, у Филиппинских островов поворачивает к северу (течение Гайвань). Севернее о. Тайвань оно усиливается и образует теплое течение Курисио. Здесь оно имеет температуру до 28°C , а скорость его достигает иногда до $2,1\text{ м/с}$. Однако в целом это течение гораздо слабее Гольфстрима. Омывая берега Японии, Курисио севернее 41° с. ш. значительно ослабевает и отклоняется прямо на восток (так называемое Северо-Тихоокеанское течение). Достигнув берегов Северной Америки, это течение разветвляется. На север уходит теплое Алеутское течение, влияние которого смягчает суровый климат побережья Аляски и Алеутских островов. К югу идет холодное Калифорнийское течение, обуславливающее холодное лето на западном побережье США и Мексики.

Холодные течения в южном полушарии (Перуанское, Бенгельское и др.) в связи с открытостью океана со стороны Антарктики значительно сильнее течений северного полушария. В высоких широтах южного полушария, вблизи Антарктиды существует течение, направленное с востока на запад. Между ним и западными течениями умеренных широт также образуются циклонические круговороты, обусловленные циркуляцией атмосферы в этом регионе.

Все холодные течения, направленные в сторону экватора (Лабрадорское, Калифорнийское и др.), вызывают понижение температуры и частые туманы на омываемых ими берегах. Низкая температура воды восточных пограничных течений (Канарского, Калифорнийского, Перуанского и Бенгельского) обусловлена не только переносом водных масс из высоких широт в низкие, но и постоянным пополнением поверхностных вод холодными глубинными водами. В тропических и субтропических широтах холодные течения, омывающие западные побережья континентов, способствуют усилению пассатных инверсий. Они являются одной из причин того, что в Южной Америке и Африке

почти у самых берегов океана располагаются пустыни с почти полным отсутствием осадков.

Если сопоставить направление океанической и атмосферной циркуляции, то можно заметить, что в тропических и умеренных широтах создаются особо благоприятные условия для отепления внутренних частей материков. Здесь перенос воздушных масс на материк происходит в основном из областей теплых течений (в тропической зоне — у восточных берегов, в умеренной зоне — у западных берегов морей). Однако интенсивность этого процесса во многом зависит от физико-географических условий. Так, в Северной Америке, благодаря влиянию Кордильер (высота до 6200 м), отепляющее влияние Тихого океана сказывается лишь в узкой полосе на западном побережье континента.

Внешним проявлением теплообмена между Мировым океаном и атмосферой является температура поверхности океана и ее изменение с глубиной, а также температура воздуха на уровне моря и в различных слоях атмосферы (см. гл. 3).

Температура поверхности Мирового океана является одним из основных факторов, от изменений и пространственно-временных характеристик которой зависит температура воздуха над уровнем моря. Кроме того, следует учитывать влияние адвективного переноса тепла воздушными массами и воздействие различных географических условий, осложняющих распределение температуры воздуха над океанами по сезонам. Необходимо подчеркнуть, что аномалии температуры поверхности океана играют особую роль в долговременных изменениях погоды и климата.

Формирование температуры поверхности Мирового океана представляет собой чрезвычайно сложный механизм, поскольку оно тесно связано со многими параметрами, среди которых наибольшее значение имеют суточные и сезонные изменения суммарной солнечной радиации. Поэтому распределение температуры поверхности Мирового океана в очень большой степени зависит от географической широты. Кроме того, на него оказывают воздействие теплообмен с нижележащими слоями океана, в том числе турбулентное перемешивание, вызываемое волнением, постоянные и приливные течения, стонные ветры, обуславливающие выход на поверхность холодных глубинных вод, а также затраты тепла на испарение и другие.

На рис. 4.46 и 4.47 показано распределение температуры поверхности воды на акватории Мирового океана в феврале и августе (месяцы, наиболее характерные для холодного и теплого периодов океанических климатов). Температура на поверхности океана и в его глубинах

4

4. Общая циркуляция атмосферы и океана, рельеф

4.7. Общая циркуляция океана и ее влияние на климат

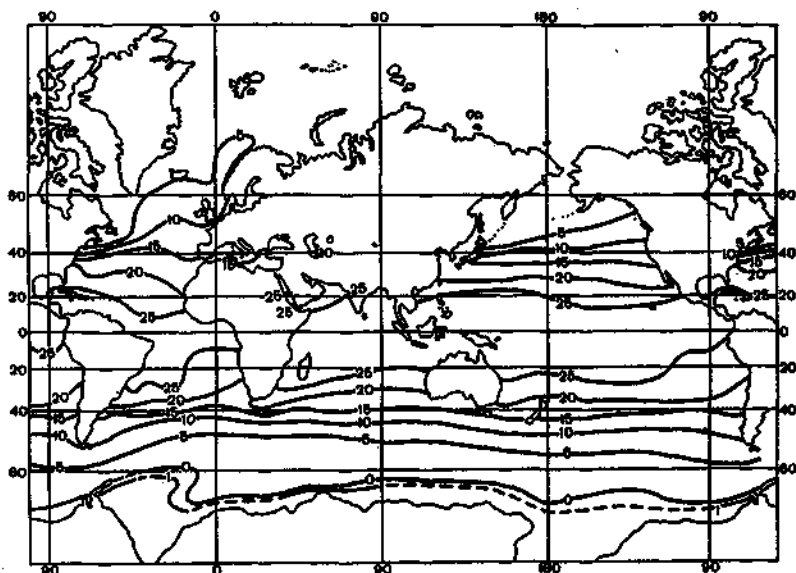


Рис. 4.46. Температура поверхности океана (°C). Февраль.

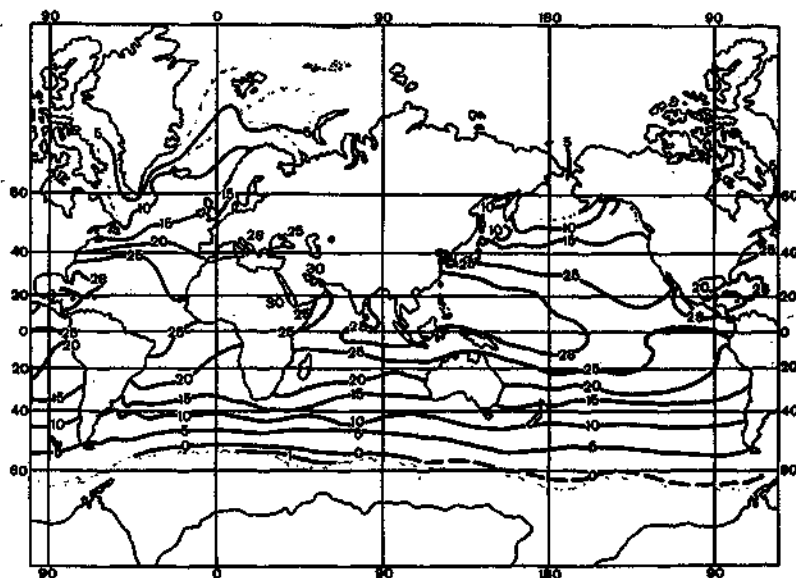


Рис. 4.47. Температура поверхности океана (°C). Август.

ных слоях в общем распределяется зонально. Колебания ее наблюдаются до глубины 100–150 м. На поверхности океана амплитуда изменяется от 1 °С и менее у экватора до 10 °С и более в субтропических и умеренных широтах. На больших глубинах океана распределение температуры обусловлено глубинной циркуляцией, переносящей воды, погружившиеся с поверхности.

В тропических широтах северного и южного полушарий зимой и летом температура поверхности океана достигает в среднем 25 °С. Внутри этой зоны самые высокие среднемесячные температуры (28–29 °С) отмечаются у восточных берегов континентов, близких к экваториальным районам. Термический экватор (линия наибольших температур) располагается к северу от географического экватора (5° с.ш.). Здесь среднегодовая температура достигает 28 °С, а в замкнутых тропических морях и заливах – 32 °С (Красное море, Персидский залив).

В сторону полярных широт температуры поверхности Мирового океана постепенно понижаются. В умеренных широтах северного и южного полушарий они составляют 10–15 °С, а в полярных 2–3 °С, иногда опускаясь до отрицательных значений (–1,9 °С). Зональность в распределении температуры поверхности океана в обоих полушариях нарушается воздействием морских течений. Этот эффект особенно резко выражен в районе теплых течений Гольфстрим и Северо-Атлантического, воды которых с положительными температурами достигают юго-западных берегов архипелага Шпицберген и южной части Баренцева моря. Менее выражено влияние на распределение температуры теплого течения Куроисио. В умеренных широтах под влиянием морских течений температура в восточной части океанов оказывается на 5–8 °С выше, чем в западной, а в субтропической зоне наоборот, на востоке на 5–10 °С ниже, чем на западе.

В южном полушарии (особенно южнее 40° ю. ш.), которое характеризуется сравнительной однородностью водной поверхности, широтный эффект в распределении температуры поверхности океана выражен более четко. Из холодных течений на распределение температуры наибольшее влияние оказывают Бенгельское и Перуанское, причем воздействие теплых течений заметнее проявляется в холодное время года, а холодных – в теплое. Сопоставляя рис. 4.46 и 4.47, нетрудно получить представление о годовых амплитудах температуры поверхности Мирового океана, зависящих в значительной степени от географической широты. В тропиках они обычно составляют 1–2 °С, но не более 2–3 °С (здесь наблюдаются сравнительно небольшие изменения суммарной радиации в течение года). В умеренных широтах амплиту-

ды возрастают до $4-6^{\circ}\text{C}$ (максимальные $10-20^{\circ}\text{C}$ в северном полушарии, где больше сказывается влияние материков, и $6-7^{\circ}\text{C}$ в южном).

Максимальные среднегодовые температуры поверхности океана находятся в районе термического экватора, по обе стороны от него температура понижается. Характерно, что в одних и тех же широтных зонах среднегодовые температуры в северном полушарии выше, чем в южном. Это объясняется различным распределением материков, а также большей (из-за активной циклонической деятельности) облачностью в южном полушарии, что оказывает заметное влияние на понижение температуры поверхности океана (вследствие изменения радиационного баланса).

В общем около 53 % поверхности Мирового океана имеет среднегодовую температуру выше 20°C и только 13 % его площади – ниже 4°C . Среднегодовая температура поверхности Мирового океана составляет около $17,8^{\circ}\text{C}$, т. е. она на $3,6^{\circ}\text{C}$ выше, чем средняя температура воздуха у поверхности земли (см. табл. 3.1).

Процессы взаимодействия атмосферы с океаном наиболее развиты в области энергоактивных зон океанов. Эти зоны характеризуются максимумом изменчивости температуры поверхности океана. Аномалии температуры поверхности в северной части Атлантического океана, например, могут существовать в течение 1–6 мес и колебаться от 6°C в области Гольфстрима до 1°C в Норвежском море. Энергоактивные зоны океанов располагаются у восточных берегов океанов, т. е. там, где в атмосфере имеют место зоны высокой бароклинности. Эти зоны формируются потому, что, во-первых, энергоактивные зоны океанов характеризуются максимальными потоками явного и скрытого тепла в тропосферу. Во-вторых, близость охлажденных зимой континентов обуславливает вынос холодного воздуха на западные части океанов, что создает в тропосфере большие контрасты температуры и, следовательно, большие градиенты давления. В этих условиях аномалии температуры поверхности океана приводят посредством усиления или ослабления циклонической деятельности к аномалиям атмосферной циркуляции. Механизм отклика атмосферы на образование аномалии температуры поверхности океана является достаточно сложным. Аномалии температуры океанических вод порождают аномалии испарения, которые определяют аномалии осадков. Взаимотношение между испарением и осадками имеет большое значение. Оценки показывают, что уменьшение температуры поверхности океана на 2°C приводит к выравниванию испарения и осадков, что существенно

сказывается на интенсивности циркуляционных процессов. С другой стороны, аномалии температуры поверхности океана оказывают большое влияние на интенсивность переноса в атмосферу явного тепла посредством турбулентности и конвективного движения, что также влияет на циркуляцию атмосферы. Следует подчеркнуть, что описанные взаимодействия являются существенно нелинейными, многофакторными и характеризуются наличием обратных связей. Действительно, аномалии температуры поверхности океана сказываются на формировании аномалий общей циркуляции атмосферы, которая, в свою очередь, в большой мере определяет циркуляцию поверхностных океанических вод, а следовательно, и возникновение аномалий температуры поверхности океана. Как уже отмечалось, аномалии температуры поверхности океана порождают аномалии испарения, а следовательно, и аномалии облачного покрова. Последний регулирует поступление на поверхность океана солнечной радиации и, таким образом, оказывает влияние на формирование поля температуры поверхности океана и его аномалий. Примеры сложных обратных связей в реализации процессов энергетического взаимодействия рассматриваемых звеньев климатической системы можно было бы продолжить.

Аномалии температуры поверхности океана не являются, как показывают оценки, единственным источником аномалий атмосферной циркуляции. На ее долю приходится примерно 20 % суммарной изменчивости общей циркуляции атмосферы. При конкретных атмосферных условиях, например в зависимости от интенсивности фронтальной зоны, от структуры поля ветра и других факторов, температура поверхности океана и ее аномалии в энергоактивных зонах океанов могут влиять на аномалии циркуляции атмосферы, а могут и не влиять.

В последние годы много внимания уделяется изучению явления Эль-Ниньо, которое представляет собой теплое сезонное течение поверхностных вод пониженной солености в восточной части Тихого океана. Обычно оно распространяется летом южного полушария (декабрь – январь) вдоль западного побережья Южной Америки до 5–7° ю. ш. В отдельные годы Эль-Ниньо усиливается и, проникая далеко на юг (до 15° ю. ш.), оттесняет от побережья холодные воды Перуанского течения (при этом прекращается подъем холодных подповерхностных вод в прибрежной части океана).

Аномалии температуры воды в тропической зоне Тихого океана связаны, главным образом, с морским течением Эль-Ниньо. Оно возникает в тех случаях, когда происходит ослабление пассатов и повышается слой теплой поверхностной воды на западе океана, массы

которой затем перемещаются к востоку в виде экваториальных волн. Это явление связывают также с расширением на восток зоны экваториальных западных ветров. В результате такого процесса в восточной части Тихого океана (южное полушарие) формируются большие положительные аномалии температуры воды и могут выпадать сильные дожди, которых в другое время вообще не бывает. Промежуток времени между двумя явлениями Эль-Ниньо может колебаться от 2 до 10 лет. Особенно резко в последние годы по своей силе, масштабу и продолжительности явление проявлялось в 1982–1983 гг. и не имело себе равных в текущем столетии. Очень сильно проявилось Эль-Ниньо также в 1982 г. Так, в декабре 1982 г. аномалия температуры поверхности на обширной акватории Тихого океана превышала 6°C .

Явление Эль-Ниньо имеет важное климатическое, экологическое и экономическое значение. При его наступлении изменения в полях температуры воды, давления и ветра сопровождаются сильными колебаниями в количестве осадков на огромной территории. Обильные дожди вызывают катастрофические наводнения на обычно засушливом побережье тропических широт (Перу и др.). Теплые воды Эль-Ниньо уменьшают поступление кислорода в подповерхностные слои океана, что губительно действует на океаническую фауну и флору богатейшего перуанского продуктивного района.

Таким образом, энергетическая роль Мирового океана в климатической системе чрезвычайно велика. Морские течения являются мощным климатообразующим фактором, оказывающим влияние на климат обширных районов через атмосферную циркуляцию.

4.8

Влияние рельефа на климат

Согласно последним данным, горные области с различными морфометрическими характеристиками и специфическими климатами занимают около 36 % площади Земли. Горный рельеф занимает значительные площади и в нашей стране.

Влияние рельефа на климат велико и чрезвычайно разнообразно. Оно имеет две характерные черты:

- 1) под влиянием особенностей рельефа создаются специфические черты климата внутри горных стран;

- 2) горные системы, нарушая процессы адвекции воздушных масс и атмосферной циркуляции, оказывают существенное влияние на климат и погоду прилегающих районов. Это в значительной степени зависит от формы и композиционной структуры отдельных долин и

хребтов внутри гор, а также от положения (меридиональное или широтное) и масштаба горной системы в целом. М. А. Петросянец подразделяет орографические влияния на атмосферные процессы на три класса:

1) крупномасштабные влияния орографии на формирование общего климатического распределения воздушных течений и планетарных систем циркуляции;

2) влияние орографии на мезомасштабные процессы, т. е. на возникновение, развитие, движение циклонов и антициклонов, обострение и размывание атмосферных фронтов вблизи гор (так называемый орографический циклогенез и фронтогенез);

3) локальные орографические влияния, обуславливающие появление разнообразных особенностей в ходе метеорологических величин, связанных с конкретными формами рельефа небольшой протяженности (долина, склон, перевал и др.).

Вследствие этих влияний в горных районах создается большая неравномерность (пятнистость) в пространственном распределении облачности, ветра, особенно осадков и опасных явлений погоды. Масштабы воздействия рельефа на атмосферные погодообразующие процессы различны. Так, по горизонтали влияние гор в зависимости от их высоты и протяженности может проявляться на расстоянии до 500 км и более. Например, среднегорная система Украинских Карпат оказывает заметное влияние на распределение осадков в прилегающих районах (от 100 до 300 км в зависимости от направления влагонесущего потока). По вертикали влияние крупных горных систем (Кавказ, Памир, Гималаи и др.) на воздушные потоки и термический режим тропосферы может распространяться до высоты 10–12 км. Как показали теоретические исследования академика А. А. Дородницына, даже сравнительно небольшие возвышенности (Донецкая, Среднерусская и др., высотой 200–400 м над ур. м.), расположенные среди равнины и имеющие значительную горизонтальную протяженность, могут оказывать воздействие на погодообразующие процессы, которое прослеживается до высоты 4 км.

В горах основными климатообразующими факторами, кроме географической широты и атмосферной циркуляции, являются следующие особенности рельефа: высота места над уровнем моря, форма (тип) рельефа, экспозиция и крутизна склонов. Хотя абсолютная высота является основным из них, однако разнообразное влияние форм рельефа, экспозиции склонов и степени защищенности места оказывается иногда столь значительным, что полностью нивелируют ее роль.

Вследствие различного влияния указанных факторов рельефа на атмосферные и радиационные процессы формируется особый тип климата, называемый горным климатом. Даже на довольно близких участках могут создаваться местные вариации климата, проявляющиеся в его чрезвычайной пестроте, а также вертикальной зональности.

Горные хребты часто являются естественной климатической границей, разделяющей близкорасположенные области с различными климатическими условиями. Например, Кавказский хребет, пересекающий равнинную территорию в широтном направлении, препятствует свободному переносу воздушных масс с севера и юга, разграничивает более прохладный сухой климат предгорий Северного Кавказа и теплый влажный, в основном субтропического характера, климат Закавказья. На Дальнем Востоке благодаря хребтам Джунгдур, Колымскому и др. влияние Тихого океана на климат сказывается только в прибрежной полосе и не распространяется в глубь континента.

Горный рельеф существенно нарушает процессы прихода-расхода солнечной радиации. Эффекты подветренности и наветренности имеют при этом меньшее значение, чем высота места, крутизна и экспозиция склонов. Поскольку с высотой плотность и влагосодержание воздуха уменьшаются, а прозрачность возрастает, то в горах формируется совсем иной, чем на равнинах, радиационный баланс. Обобщение материалов наблюдений за радиационным режимом в горах Кавказа и Средней Азии, а также литературных данных по другим горным системам (Швейцарские Альпы), которые наиболее подробно освещены актинометрическими данными, показывает, что при ясном небе и изменении высоты с 500 до 4200 м суточные суммы прямой солнечной радиации, приходящейся на горизонтальную поверхность, могут увеличиваться в среднем на 40 %.

Большое влияние на суточные суммы прямой радиации оказывает закрытость горизонта — с ее ростом изменяется продолжительность солнечного сияния и существенно увеличиваются потери в приходе прямой радиации. В некоторых формах рельефа (горные котловины и долины широтной ориентации) ее приход зимой и даже в переходные сезоны может уменьшаться до нуля.

Инсоляция и излучение в горах в большей степени зависят от экспозиции и крутизны склонов. Разности в получаемых суммах тепла на склонах различной экспозиции и крутизны очень существенны. Так, северные склоны небольшой крутизны получают радиации на 10–15 %

меньше, чем горизонтальная поверхность. Даже летом на крутые северные склоны (более 30°) приходится на 15–20 % солнечной радиации меньше, чем на горизонтальную поверхность, а зимой они почти не облучаются. Пологие южные склоны (менее 10°) получают несколько больше тепла, чем горизонтальная поверхность. Весной приход солнечной суммарной радиации к южным склонам примерно на 15–20 % больше, чем на горизонтальную поверхность. Интенсивнее облучаются крутые склоны (более 30°), ориентированные на юго-запад или юго-восток. Зимой, даже при сравнительно низком положении солнца, на таких склонах приход суммарной радиации в 2 раза больше, чем на горизонтальную поверхность. Различия в суточных суммах радиации между северными и южными склонами колеблются от 5 до 12 % в зависимости от их крутизны.

Самыми неблагоприятными условиями освещенности в горах отличаются вогнутые формы рельефа, где в отдельных глубоких долинах и ущельях вследствие затененности приход солнечной радиации резко ослаблен (на 25–30 %), особенно зимой. В узких долинах приток радиации зимой может полностью отсутствовать.

Под влиянием облачности в горах происходит существенное изменение в соотношении прямой и рассеянной радиации – роль первой резко уменьшается, а второй возрастает в 5–6 раз по сравнению с ясным небом.

Возможные величины суммарной коротковолновой радиации увеличиваются с высотой места почти во всех горных странах. Например, суточные значения суммарной радиации при подъеме от 500 до 4000 м возрастают в среднем за год на 25–30 %. Причем абсолютное ее приращение больше летом, когда продолжительность солнечного сияния значительна, а относительное – зимой (преимущественно за счет интенсивности прямой радиации).

В горах с высотой места эффективное излучение быстро возрастает (вследствие обеднения атмосферы водяным паром и уменьшения ее противоизлучения) и в зоне снеговой линии достигает максимума. Расход тепла путем излучения происходит в горах непрерывно в течение суток. В итоге он превышает приход тепла в виде суммарной солнечной радиации и тем больше, чем выше находится данный пункт. Поэтому радиационный баланс, как правило, постепенно уменьшается с высотой. Например, на Кавказе в зоне 3200–3400 м, где поглощенная радиация и эффективное излучение выравниваются, значение годового радиационного баланса близко к нулю, на ледниках он уже отрицательный, а затем, по мере дальнейшего увеличения высоты, он становится отрицательным и изменяется примерно на 42–84 МДж/м² на каждые 100 м поднятия.

Распределение радиационного баланса в годовом ходе (Памир и др. районы) имеет ярко выраженный сезонный характер с максимумом в июле и минимумом в декабре – январе. Летом при ясной погоде и отсутствии устойчивого снежного покрова может наблюдаться некоторое увеличение радиационного баланса с высотой. Зимой он постепенно уменьшается и там, где подстилающая поверхность представлена льдом и снегом, принимает отрицательные значения. В горных странах значения радиационного баланса обычно больше, чем в свободной атмосфере на том же уровне, и отличаются заметными колебаниями в суточном и годовом ходе, особенно существенными на плоскогорьях.

Распределение температуры воздуха и почвы в горах исключительно пестро. Оно зависит от многих факторов: высоты места, формы рельефа, крутизны и экспозиции склонов, вида подстилающей поверхности (растительность, близость скал, снежников и ледников), а также от влияния, которое горная страна в целом оказывает на циркуляционные процессы в атмосфере.

Для климатических расчетов (приведение температуры к уровню моря и др.) часто используется средний градиент вертикального распределения температуры, равный примерно $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, который определен по многочисленным наблюдениям в различных горных районах (Кавказ, Альпы и др.). Однако в зависимости сезона года и формы рельефа фактические вертикальные градиенты температуры могут значительно отличаться от этой средней величины. Степень убывания температуры воздуха с высотой различна в зависимости от экспозиции склона и ориентировки его по отношению к преобладающим ветрам. На влажных наветренных склонах градиенты температуры меньше (не более $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100$), чем на сухих подветренных, где они обычно достигают $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Вертикальные градиенты температуры на станциях, расположенных в различных формах рельефа, резко изменяются в течение суток и в годовом ходе – от инверсионного распределения в ночные часы и зимой до очень больших величин, часто превышающих в дневные часы и летом сухоадиабатические.

Характер изменения температуры воздуха с высотой места проявляется исключительно сильно. Как впервые было показано А. И. Воейковым, выпуклые формы рельефа уменьшают, а вогнутые – увеличивают в несколько раз годовую и суточную амплитуды колебаний температуры воздуха. Свообразным распределением температуры воздуха отличаются горные котловины и широкие долины среди

гор. Годовая амплитуда температуры в этих формах рельефа не зависит от высоты, а всецело определяется глубиной и степенью замкнутости котловин и долин. Особый режим температуры воздуха создается в горных котловинах, где расположены крупные и глубокие водоемы. Так, и Иссык-Кульской котловине (высота около 1600 м над ур. м.), благодаря наличию большого незамерзающего озера, сильно смягчается суровость зимы и колебания температуры значительно меньше, чем в других замкнутых котловинах на аналогичной высоте. Годовая амплитуда температуры воздуха на побережье озера Иссык-Куль почти в 2 раза меньше, чем, например, в Сусамырской котловине и на плоскогорьях (сыртах) Тянь-Шаня. Следовательно, воздействие озера полностью погашает и даже перекрывает влияние вогнутой формы рельефа. На открытых склонах и перевалах в связи с развитием интенсивных инверсий температура воздуха в зимние месяцы значительно выше, чем в долинах и котловинах, где происходит очень сильное выхолаживание. Летом на склонах (под влиянием более интенсивного перемешивания воздуха) температура ниже, чем в котловинах и долинах. Большое значение имеет также экспозиция склонов. Естественно, наиболее теплыми являются южные склоны, самыми низкими температурами отличаются склоны, обращенные на север, а восточные — холоднее западных. В узких каньонообразных долинах и ущельях большой разницы между температурами различных склонов нет.

В тропических и субтропических широтах горы, как и низменности, отличаются малым годовым ходом метеорологических величин, и особенно — температуры воздуха. В тропическом горном климате годовой ход температуры сглажен. Здесь более четко выделяются периоды дождей и засухи, а суточные колебания температуры воздуха имеют большее значение, чем годовые экстремумы. Суточная амплитуда температуры на высокогорных станциях может намного превышать годовую, и это является одним из основных отличительных свойств климата тропиков. Например, в г. Кито, находящемся вблизи экватора (12° ю. ш., 2850 м над ур. м.) годовая амплитуда температуры очень мала — всего 0,2 °C (это климат „вечной весны“). Суточная же амплитуда температуры воздуха здесь может достигать 20 °C.

Годовые максимумы и минимумы температуры воздуха в горах запаздывают, поэтому весна в зоне выше 1500 м холоднее осени. Так на Кавказе в ряде пунктов, начиная с высоты 800 м, самым теплым месяцем является август, а наименьшие температуры наблюдаются в начале февраля.

Горные области существенно влияют на поле ветра в пограничном

слое. Они не только механически возмущают макроградиентный поток, но и создают благоприятные условия для развития местных ветров. Скорость и направление ветра заметно изменяются под влиянием местных условий и могут резко отличаться даже на близкорасположенных станциях. Поэтому общей закономерной тенденции увеличения скорости ветра с высотой установить не удается.

Горы заметно влияют на степень увлажнения расположенного над ними воздуха, усиливают процессы испарения, переноса водяного пара и его конденсации. Поэтому режим влажности в горах отличается существенными особенностями. Уменьшение влагосодержания происходит медленнее, чем в свободной атмосфере, где на его изменении, кроме понижения температуры, сказывается удаление от подстилающей поверхности, с которой происходит испарение. На склонах гор влагосодержание воздуха всегда выше, чем на том же уровне в свободной атмосфере (разница составляет в среднем около 10 %).

Распределение облачности в горах весьма разнообразно. На изменение ее количества большое влияние оказывают высота местности над уровнем моря, форма рельефа, экспозиция склонов и долин по отношению к преобладающим ветрам. Нередко небольшое различие в высоте может резко сказаться на условиях формирования облачности. В крупных масштабах решающим является ориентация горного хребта относительно влагонесущих ветров. Наличие в горах ледников, вечных снегов, большого числа рек, а также слабый по сравнению с открытыми равнинами горизонтальный обмен воздухом сопутствуют повышению в нем содержания влаги. В сочетании с интенсивными вертикальными токами это приводит к значительному увеличению общего количества облаков (в горах облачность в несколько раз больше, чем над пустынями). Оно происходит не только в результате появления орографических волновых облаков и расширения фронтальных облачных систем, но, главным образом, вследствие увеличения конвективных форм облаков в теплый период года (последние при нормальном развитии долинной циркуляции обычно располагаются вдоль хребтов). В холодное время года, когда горы сплошь покрыты снегом, преобладает ясная погода или наблюдается облачность фронтального характера.

Рельеф оказывает огромное влияние на пространственно-временное распределение осадков и на изменение всех их основных характеристик (количество, продолжительность, интенсивность). По данным

О. А. Дроздова и Л. П. Кузнецовой в условиях даже холмистого рельефа увеличение осадков происходит на 10–15 % на 100 м поднятия (это так называемые плювиометрические градиенты). Увеличение осадков в горах с высотой идет лишь до известного предела в зависимости от географических условий, времени года, метеорологических условий осадкообразования (положение уровня конденсации и др.), особенностей климата и циркуляционных процессов. Так, в Гималаях этот предел летом лежит на высоте 1300 м, зимой – выше, в Баварских Альпах зимой он находится на высоте 600–1000 м, а летом – выше. На Центральном Кавказе количество осадков увеличивается до высоты 2500–3000 м, а затем убывает. В Западном Памире и других горах Средней Азии они возрастают до 4000 м, а иногда и выше.

Количество осадков и высота зоны их максимума в горах зависят от ориентации склонов по отношению к влагонесущим потокам. Обычно осадков гораздо больше выпадает на склонах, обращенных в сторону влажных ветров. Так, на наветренном склоне Западных Гат (Индия) под воздействием муссона среднегодовое количество осадков достигает 2000–3000 мм, а в отдельных местах – до 6700 мм. На противоположном подветренном склоне этих гор оно составляет всего 700 мм. В южной части Чили на склонах Анд, обращенных в сторону Тихого океана, выпадает 3000–5000 мм в год, а в Патагонии на тех же широтах – только 150–250 мм.

Установлено (О. А. Дроздов и др.), что под влиянием орографии возникают три специфические зоны трансформации поля осадков, которые существенно отличаются по количеству осадков и характеру термодинамических процессов, их обуславливающих:

- 1) область предвосхождения (или „подпруживания“), характеризующаяся образованием максимума осадков у подножия горы (до подъема по склону);

- 2) область увеличения осадков на наветренном склоне, возникающая при вынужденном подъеме воздуха (в основном это западные склоны в умеренных широтах и восточные в тропических);

- 3) „дождевая тень” – область уменьшения осадков вследствие нисходящих потоков на подветренных склонах или внутригорных котловинах.

У больших возвышенностей, особенно в холодное время года, максимумы осадков часто располагаются не на склонах, а у подножия гор над районами, где превышение еще отсутствует. Такие осадки были названы осадками предвосхождения. Эффект подпруживания обнаруживается в предгорьях не только непосредственно у склона, но и на значительном расстоянии от хребтов. Орографическая конвекция,

связанная с задержкой потока, при большой относительной влажности способствует дополнительной конденсации и выпадению осадков. Эти процессы проявляются по-разному в зависимости от типа климата. В умеренном поясе увеличение осадков в зоне предвосхождения не превышает роста осадков по склонам гор, где и выпадает их максимальное количество. В тропических широтах обычно в зоне предвосхождения выпадает наибольшее количество осадков, а на склонах гор оно уменьшается.

Атмосферные осадки являются источником снегонакопления в горах и питания ледников. Ледники в свою очередь определяют сток рек, водозапасы, водный баланс территорий и тем самым влияют на многие стороны хозяйственной деятельности человека. Освоение горных территорий всегда было связано с преодолением воздействия неблагоприятных гидрометеорологических и стихийных явлений, которые возникают там довольно часто. Это обильные осадки, грозы и град, сели и наводнения, снегопады и снежные лавины, гололед, сильные ветры и т. д., которые оказывают огромное влияние на работу различных отраслей народного хозяйства.

Основной и общей для всех горных областей особенностью является вертикальная зональность климата или последовательная смена климатических зон по мере поднятия вверх. Это связано прежде всего с общей закономерностью убывания с высотой температуры воздуха и уменьшения его влагосодержания. С высотой возрастает суровость климата и соответственно изменяется растительный мир. Смена высотных климатических зон напоминает их смену в широтном направлении. Но в горах изменение высотного расположения зон происходит гораздо быстрее и измеряется километрами, тогда как в горизонтальном направлении оно происходит на протяжении тысяч километров.

5

ПОЛЯ ВЛАЖНОСТИ И ОБЛАЧНОСТИ. ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КЛИМАТА

5.1

Пространственно-временное распределение характеристик влажности и осадков

5.1.1

Влажность воздуха

Атмосферная влага, ее фазовые переходы и влагооборот играют большую роль в формировании климата и водного режима суши.

Наличие водяного пара в атмосфере существенно сказывается на тепловых условиях атмосферы и земной поверхности. Водяной пар сильно поглощает длинноволновую радиацию, которую излучает земная поверхность. В свою очередь и сам он излучает подобную радиацию, большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и нижних слоев воздуха.

На испарение воды с земной поверхности затрачивается около 30 % поглощаемого Землей солнечного тепла, а при конденсации водяного пара в атмосфере это тепло отдается воздуху. Содержание водяного пара сильно меняется в зависимости от вида подстилающей поверхности, физико-географических условий местности, времени года, циркуляционных особенностей атмосферы, состояния почвы и других факторов. Во влажном воздухе у земной поверхности процентное его содержание изменяется в среднем от 0,2 % в полярных районах до 2,5 % у экватора, а в отдельных случаях колеблется почти от нуля до 4 %.

К числу основных характеристик влажности относятся: парциальное давление водяного пара, абсолютная и относительная влажность, массовая доля водяного пара. В данном разделе рассмотрим распределение лишь двух характеристик: парциального давления водяного пара, которое будем в дальнейшем называть давлением пара и относительной влажности. Географическое распределение указанных характеристик за январь и июль представлено на рис. 5.1–5.4.

Расположение изолиний давления пара на климатических картах близко к расположению изотерм. Максимальные значения наблюдаются на экваторе, где в ряде мест они превышают 30 гПа, а с увеличением широты давление пара убывает. Причем зимой оно, как и температура, понижено над материками по сравнению с океанами. Изолинии

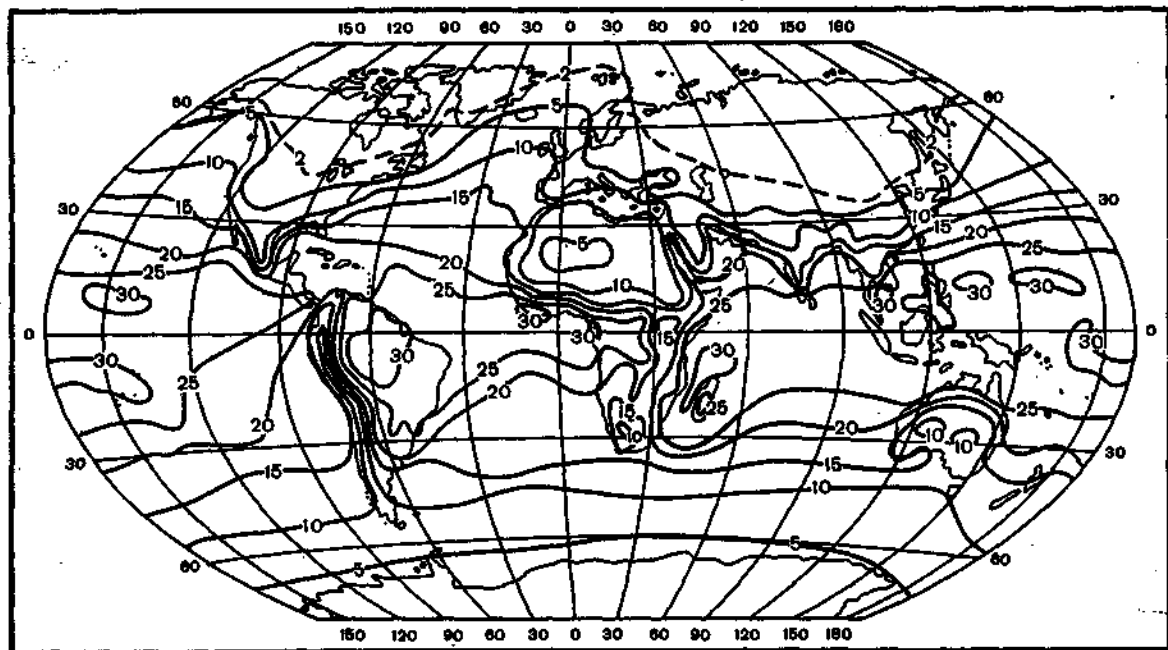


Рис. 5.1. Среднее распределение парциального давления водяного пара (гПа). Январь.

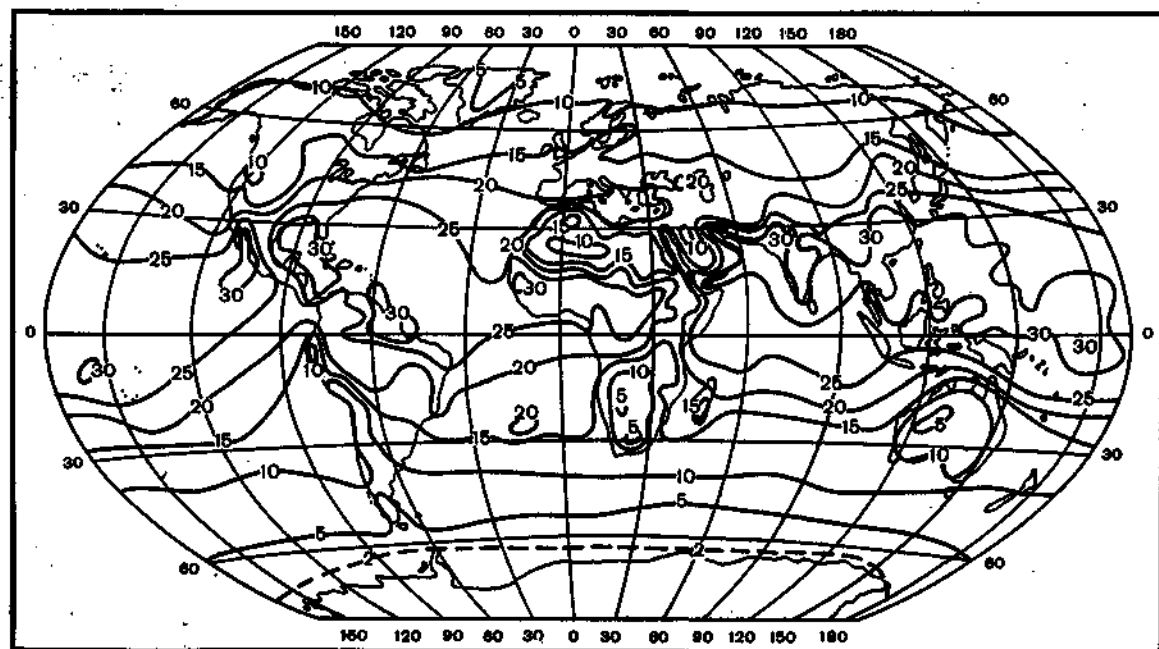


Рис. 5.2. Среднее распределение парциального давления водяного пара (rPa). Июль.

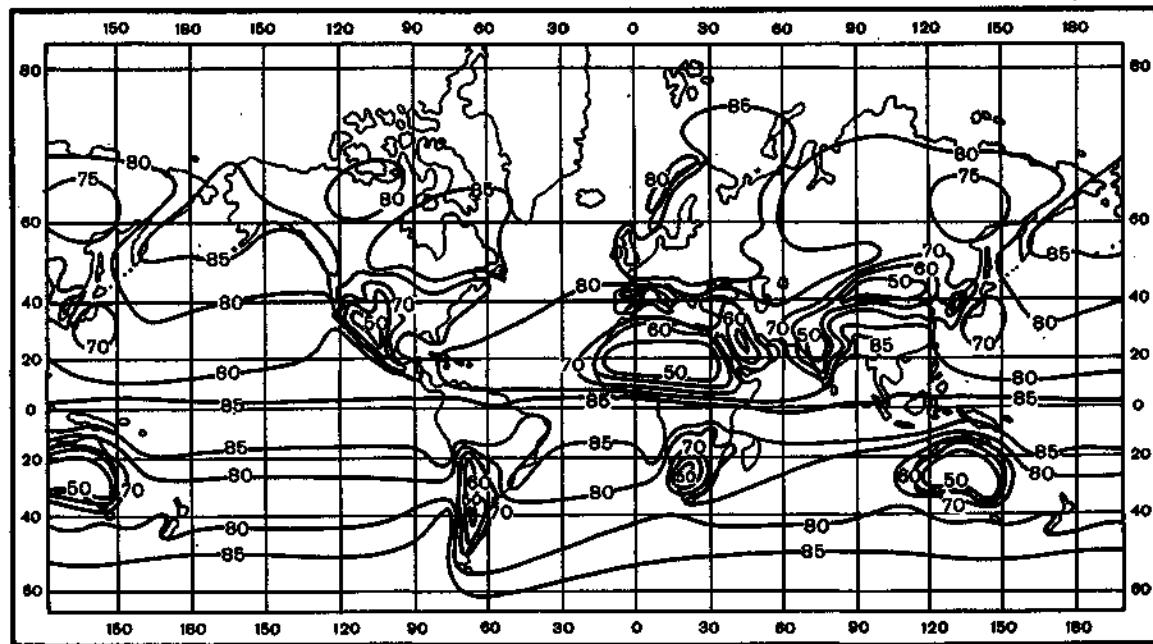


Рис. 5.3. Среднее распределение относительной влажности (%). Январь.

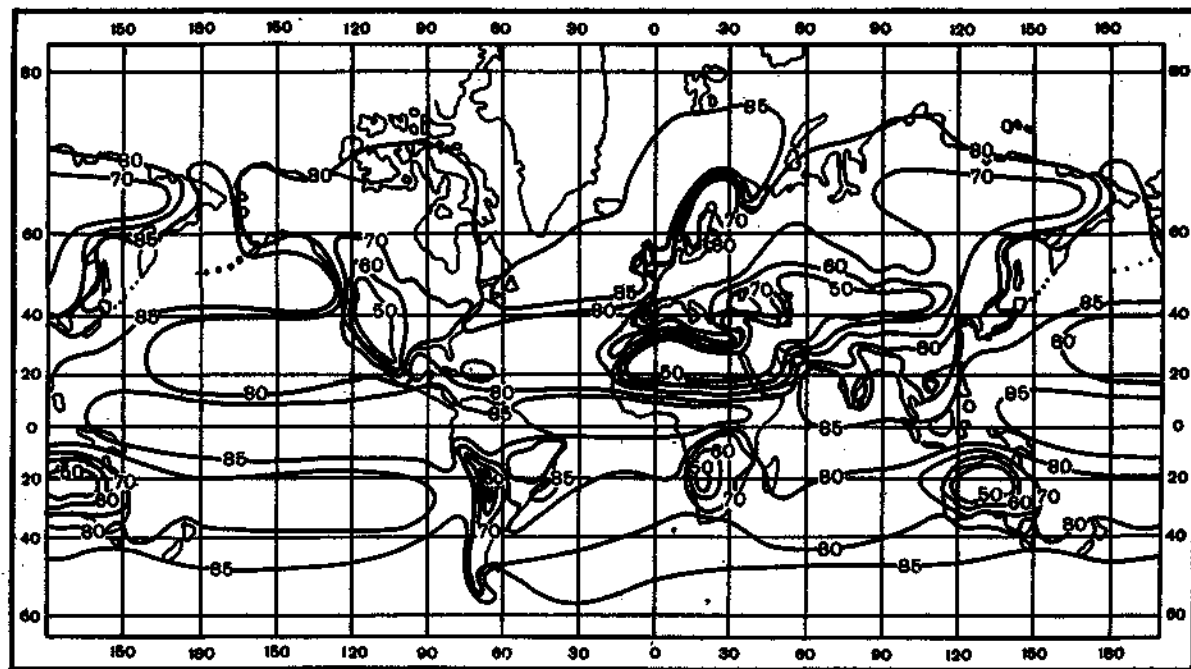


Рис. 5.4. Среднее распределение относительной влажности (%). Июль.

давления пара, подобно изотермам, над материками отклоняются от широтного распределения в направлении к экватору. Над внутренними районами Центральной и Восточной Азии, где наблюдаются особенно низкие значения температуры воздуха, располагаются области с замкнутыми изолиниями наиболее низких значений давления пара, менее 0,2 гПа; такое же низкое давление пара наблюдается и во внутренних районах Антарктиды.

Изолинии давления пара проходят близко к широтным кругам. Пониженное давление пара наблюдается в пустынных районах, таких как Сахара, пустыни Средней и Центральной Азии, что связано с уменьшением испарения из-за почти полного отсутствия осадков. В материковых областях с преобладающим переносом воздуха с океана, например в Западной Европе, давление пара достаточно высоко и близко к океаническому и зимой и летом. В муссонных областях, где воздушные потоки направлены летом с моря, а зимой с суши, давление водяного пара велико летом и мало зимой.

Годовой ход давления водяного пара параллелен годовому ходу температуры: летом оно больше, чем зимой. Самый жаркий и самый холодный месяцы года обычно являются и месяцами с наибольшими и наименьшими значениями давления пара. Годовая амплитуда давления водяного пара тем больше, чем больше годовая амплитуда температуры. Давление водяного пара над морем и в приморских областях на суше, а также в глубине материков в холодное время года имеет простой суточный ход, параллельный суточному ходу температуры, с максимумом днем и минимумом ночью. Амплитуда его в средних широтах весной и летом составляет 2–3 гПа, осенью и зимой – 1–2 гПа. В теплое время года в глубине материков давление водяного пара у поверхности земли в большей части имеет двойной суточный ход. Первый минимум наступает рано утром, вместе с минимумом температуры, а второй – около 15 ч в связи с развитием конвективных движений.

Относительная влажность, как известно, зависит от влагосодержания и температуры воздуха. В экваториальной зоне влагосодержание воздуха велико, а температура не достигает таких высоких значений, как, например, в тропиках. В среднем за год относительная влажность составляет 85 % и более. Высокие значения относительной влажности наблюдаются в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах. В зимний

период над холодными материками средних и высоких широт, например в Сибири, относительная влажность также повышена и достигает 75–80 %. Летом высокая относительная влажность наблюдается в районах с хорошо развитой муссонной циркуляцией, например в Индии, где в это время господствует юго-западный муссон. Низкая относительная влажность, до 50 % и ниже, в течение всего года наблюдается в тропических и субтропических пустынях: в Сахаре, Аравии, Мексике, в пустынях Южной Америки и Южной Африки, в Австралии, где при высоких значениях температуры воздух содержит мало влаги (см. рис. 5.3 и 5.4). Пониженные значения относительной влажности наблюдаются и в горных районах сухих субтропиков.

Анализ полей относительной влажности показывает, что над океанами она выше, чем над континентами, причем в летний сезон эти различия более существенны.

В годовом ходе относительная влажность меняется обратно температуре. Максимальные значения наблюдаются зимой, минимальные – летом. Исключение представляют муссонные районы, где относительная влажность повышена в летний период при поступлении влажного морского воздуха с океана. В целом годовая амплитуда относительной влажности над океанами очень незначительна, а над континентами повышена, изменяясь, например, в умеренных широтах северного полушария в пределах 10–15 %.

Суточный ход относительной влажности обратен суточному ходу температуры, т. е. суточный минимум относительной влажности приходится на послеполуденные часы, а суточный максимум – на время около восхода солнца. В отдельных регионах могут быть нарушения суточного хода, связанные с особенностями циркуляции. Такие нарушения вносят, например, бризы на берегах морей, когда при дневном бризе с моря относительная влажность вопреки нормальному суточному ходу растет, а температура падает. В горах и в свободной атмосфере суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу температуры. Максимум приходится на дневные часы, когда увеличивается облачность.

5.1.2

Осадки

Осадки относятся к числу важнейших характеристик увлажнения. Для земного шара в целом годовая сумма осадков, численно равная испарению, составляет 1130 мм.

В распределении осадков по земному шару можно отметить определенную зональность (табл. 5.1), которая перекрывается и незональными факторами, такими как распределение суши и моря, орография,

Таблица 5.1

Средние зональные значения осадков
на континентах

Широта, ...°	Осадки, мм	Широта, ...°	Осадки, мм
90 – 80 с	182	0 – 10 ю.	1935
80 – 70	332	10 – 20	1124
70 – 60	568	20 – 30	591
60 – 50	708	30 – 40	663
50 – 40	642	40 – 50	1385
40 – 30	582	50 – 60	1885
30 – 20	607	60 – 70	462
20 – 10	900	70 – 80	160
10 – 0	1817	80 – 90	84
		Среднее	800

что отчетливо видно на карте годовой суммы осадков (рис. 5.5). В самом общем виде режим осадков по основным широтным географическим зонам может быть представлен следующим образом.

В большей части экваториальной зоны выпадает 2000–3000 мм осадков. Однако в условиях со сложной орографией и взаимодействием муссонов, как, например, в Индонезии, даже на близких расстояниях сумма осадков изменяется от 2000 до 6000 мм. В полосе 0–10° с.ш. над Мировым океаном выпадает максимальное количество осадков: в среднем 2280 мм в год, а в Индийском океане, у берегов Индонезии и Бирмы более 4000 мм в год.

Очень велики осадки в зоне экваториальных муссонов, особенно у побережий и орографических препятствий. В некоторых районах Центральной Америки и Колумбии выпадает до 7000 мм в год, а в Западной Африке, в Дебундже (у подножия пика Камерун) – 9950 мм. В Ассаме, у подножия г. Шиллонг, на высоте около 1300 м находится один из наиболее дождливых районов земного шара – Черапунджи (25° с. ш., 92° в. д.). Здесь выпадает 10 902 мм осадков в год. В июне, т. е. в период наибольшего развития юго-западного муссона, сумма осадков составляет в среднем 2566 мм. Основной причиной обильных осадков в Черапунджи является вынужденный подъем влажного воздуха летнего юго-западного муссона по крутым горным склонам.

Распределение осадков в течение года в зоне преобладания экваториального воздуха не отличается четкой закономерностью. Однако наиболее типичным все же является увеличение осадков в периоды

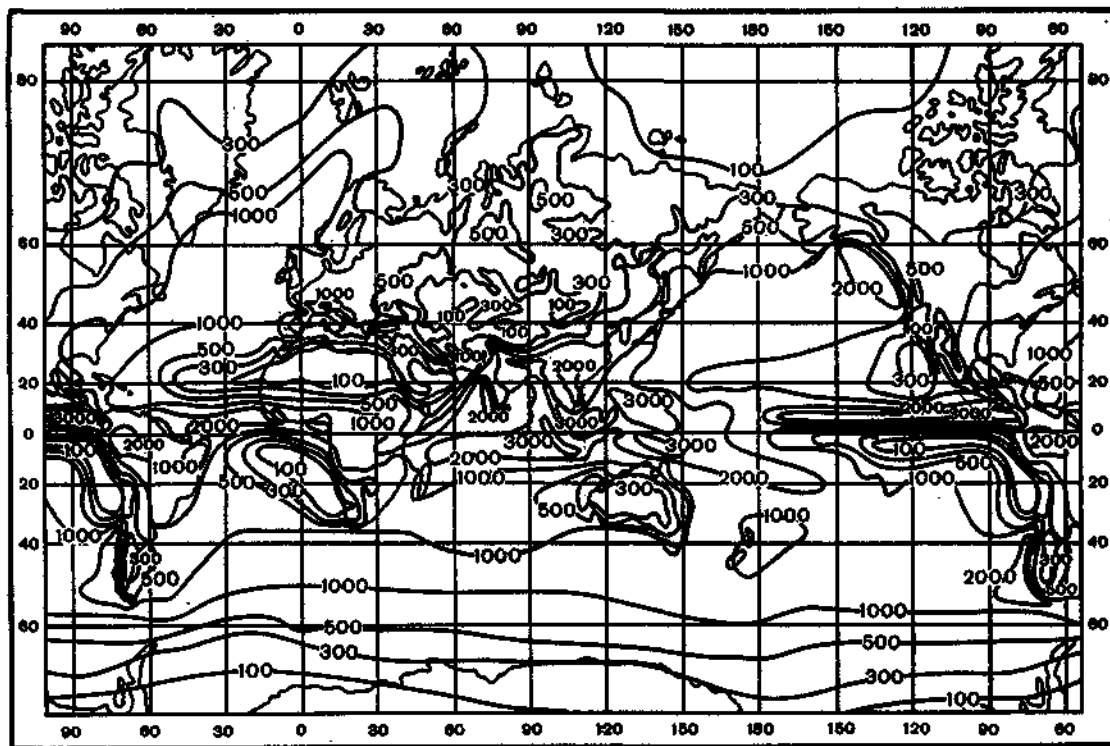


Рис. 5.5. Годовая сумма осадков (мм).

весеннего и осеннего прохождения солнца через зенит. Во многих областях эта закономерность не проявляется. Над сушей осадки выпадают преимущественно во вторую половину дня, имеют крупнокапельный ливневый характер и часто сопровождаются сильнейшими грозами. Над океанами в отличие от материков осадки чаще наблюдаются ночью, так как над водной поверхностью в это время суток возрастает вертикальная неустойчивость атмосферы.

В поясе экваториальных муссонов осадки имеют существенные различия в зависимости от местоположения и выпадают в основном в летний период. Внутри материков в летний период максимум осадков обычно меньше, чем на западных побережьях и на склонах, обращенных к влажному муссону (табл. 5.2).

В тропической зоне осадки резко убывают. Здесь большие площади континентов заняты пустынями, где среднее количество осадков менее 250 мм в год. В отдельных районах, как Луксор (25° с. ш., 32° в. д.) в Египте, Вади-Хальфа (21° с. ш., 31° в. д.) в Судане, осадки за год составляют десятые доли миллиметра. Имеется немало мест, где годами не выпадает ни капли дождя, как, например, пустыня Калахари.

В тропической зоне не только над материками, но и над океанами выпадает небольшое количество осадков, особенно в районах пассатной циркуляции. Над восточными районами океанов, где проходят такие холодные течения, как Канарское, Бенгельское, Перуанское, Калифорнийское, а пассатная инверсия располагается на небольшой высоте, осадки не превышают 100 мм. На западных побережьях материков пустыни вплотную подходят к побережью (пустыни Намиб и Атакама, западное побережье Сахары). На западе океанов, где стратификация воздушных масс менее устойчива, осадки возрастают. Например, на Бермудских островах, расположенных в западной части Атлантики, в среднем за год выпадает 1445 мм, в то время как на о-вах Зеленого Мыса (о. Сантьягу), что на востоке Атлантики, всего 235 мм осадков. Резко снижается количество осадков на подветренных склонах юго-западной части Мадагаскара, Антильских и других островов тропической зоны. Наиболее увлажненными в тропиках являются восточные районы материков, где преобладает поток морских воздушных масс по западной периферии океанических антициклонов. Так как пассатная инверсия здесь выражена слабо и нередко располагается выше уровня конденсации, количество осадков за год достигает 1000 мм и более (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Распределение осадков (мм) внутри экваториальной зоны и
зоны экваториальных муссонов

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Экваториальная зона													
Манаус (3° ю. ш., 60° з. д.)	265	254	279	265	185	96	61	46	60	114	154	222	2 001
Либерия (0° с. ш., 9° в. д.)	204	290	282	386	229	60	3	11	109	389	422	263	2 648
Сингапур (1° с. ш., 103° в. д.)	288	158	197	184	191	174	163	174	180	203	263	238	2 413
Зона экваториальных муссонов (материковый климат)													
Гаи (24° с. ш., 85° в. д.)	18	22	12	6	24	164	336	349	191	49	12	5	1 188
Муссонный климат западных побережий													
Бомбей (18° с. ш., 72° в. д.)	3	2	1	2	18	480	638	355	281	65	15	2	1 862
Муссонный климат восточных побережий													
Джорджтаун (6° с. ш., 58° з. д.)	234	136	156	160	298	324	275	178	86	82	149	314	2 392
Горный климат экваториальных муссонов													
Черапунджи (25° с. ш., 91° в. д.)	19	47	225	739	1436	2566	2395	1760	1149	494	63	9	10 902

Таблица 5.3

Распределение осадков (мм) в тропической зоне

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Материковый тропический климат													
Вадж-Хальфа (22° с. ш., 31° в. д.)	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1
Тропический климат западных побережий													
Антофагаста (24° ю. ш., 70° з. д.)	0	0	0	0,3	0	2	3	2	0,8	1	0,3	0	9
Тропический климат восточных побережий													
Рис-де-Жанейро (22° ю. ш., 43° з. д.)	136	126	138	103	69	55	44	42	61	81	96	125	1076

В субтропической зоне годовое количество осадков в зависимости от местоположения изменяется в среднем от 200 до 1000 мм. Внутри континентов, над западными побережьями материков и над океанами максимум осадков в годовом ходе приходится на зимний период, когда наиболее развита в этих районах циклоническая циркуляция. На восточных побережьях максимум осадков приходится на летний период, когда зимний континентальный муссон сменяется влажным морским (табл. 5.4).

От субтропиков к умеренным широтам осадки увеличиваются, поскольку в этой широтной зоне хорошо развита циклоническая деятельность. На большей части Европы, например, выпадает от 600 до 300 мм осадков в год. Осадки на материках убывают по мере удаления от океана, откуда поступает наибольшее количество влаги.

Существенное влияние на распределение осадков, как и в других широтных зонах, оказывает рельеф. На наветренных склонах гор фронтальные и конвективные осадки возрастают вследствие усиления вертикальных движений при вынужденном восхождении воздуха по склонам. Резко увеличены осадки за счет влияния рельефа на Тихоокеанском побережье Северной Америки (свыше 3000 мм в год), на Атлантическом побережье Норвегии. В районе Бергена выпадает свыше 3000 мм осадков. На территории Советского Союза наибольшие суммы осадков, более 3000 мм в год, выпадают на обращенных к Черному морю склонах Кавказских гор.

В умеренных широтах на западных побережьях материков осадки более равномерно распределяются в течение года по сравнению с восточными побережьями, где отчетливо прослеживается летний максимум, связанный с влажным муссонным потоком. Над океанами в связи с активизацией циклонической деятельности в зимний период максимум осадков смещен на зиму (табл. 5.5).

В направлении от умеренных широт к полярным осадки убывают из-за уменьшения влагосодержания атмосферы и увеличения повторяемости антициклонических условий погоды, преобладающих в центральных районах Арктики и Антарктиды. В зоне тундры северного полушария осадки составляют около 300–400 мм в год, а в Арктическом бассейне – менее 150 мм.

В южном полушарии, где площадь водной поверхности больше, осадков выпадает больше, чем в северном полушарии. Однако основные закономерности их зонального распределения такие же, как в северном полушарии: пониженные значения в зоне 20–30° ю. ш. и в Антарктиде, повышенные вблизи экватора и 40° ю. ш.



Таблица 5.4

Распределение осадков (мм) в субтропической зоне

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Материковый субтропический климат													
Багдад (33° с. ш., 44° в. д.)	29	27	25	16	8	0,1	0	0	0,1	2	23	27	156
Субтропический климат западных побережий													
Вальпараисо (33° ю. ш., 71° з. д.)	2	1	7	17	86	128	95	66	27	12	6	3	450
Субтропический климат восточных побережий													
Циндао (36° с. ш., 120° в. д.)	13	10	21	32	44	90	145	153	80	35	23	16	662

Таблица 5.5

Распределение осадков (мм) в умеренной зоне

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Материковый умеренный климат													
Барнаул (53° с. ш., 83° в. д.)	33	25	24	26	38	51	70	54	38	47	47	42	495
Климат восточных побережий материков													
Хабаровск (48° с. ш., 134° в. д.)	10	7	12	32	53	74	111	118	82	37	20	13	569
Климат западных побережий материков													
Оксфорд (51° с. ш., 1° з. д.)	61	44	43	41	55	52	55	60	59	64	69	57	660

5.1.3

Влияние термического режима на климат. Засухи

Количество выпадающих осадков само по себе не определяет условий увлажнения почвы. При одинаковых суммах осадков в тундре и полупустыне может создаваться избыточное увлажнение и заболачивание в первом случае и резкий недостаток увлажнения во втором. Увлажнение почвы зависит помимо осадков от целого комплекса климатических условий местности в первую очередь от термического режима.

Так, например, М. И. Будыко показал, что на годовую испаряемость в данном месте должно затрачиваться количество тепла, равное годовому радиационному балансу избыточно увлажненной поверхности в этом месте. Отсюда режим увлажнения местности он предложил оценивать с помощью индекса сухости K :

$$K = R/Lr,$$

где R — годовой радиационный баланс, r — годовая сумма осадков, L — скрытая теплота парообразования. Радиационный индекс сухости показывает, какая доля радиационного баланса тратится на испарение осадков. При K менее 0,45 климат называется, по Будыко, избыточно влажным, при K от 0,45 до 1,00 — влажным, при K от 1,00 до 3,00 — недостаточно влажным, при K больше 3,00 — сухим.

На территории земного шара в зонах с недостаточным увлажнением часто создаются неблагоприятные сочетания термического режима и режима увлажнения, приводящие к засухам, которые причиняют большой ущерб сельскому хозяйству.

Существует много определений засухи, но все их можно разделить в основном на две группы: первая определяет засуху как метеорологическое явление, а вторая — как агроклиматическое понятие. В первом случае под засухой понимают длительное превышение испарения над осадками, сопровождающееся высокой температурой, достаточной для того, чтобы имеющиеся запасы влаги были бы практически исчерпаны. Во втором случае под засухами понимают только такие дефициты увлажнения, которые сказываются на ходе развития и урожайности сельскохозяйственных культур и естественной растительности.

На схеме Ф. Ф. Давитая (рис. 5.6) достаточно четко представлены сущность засухи и наиболее важные параметры, которые ее определяют. Формирование засухи обычно происходит на фоне сравнительно ясной погоды антициклонического типа, сопровождающейся прорывом воздушной массы и понижением ее относительной влажности. По времени возникновения различают весенние, летние и осенние засухи.

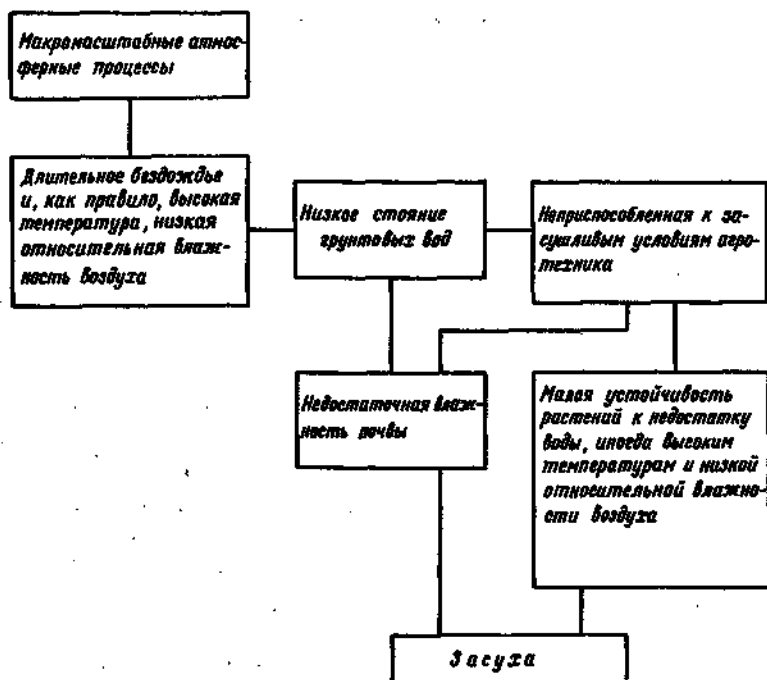


Рис. 5.6. Схема образования засухи. По Ф. Ф. Давытаю.

Засухи с неблагоприятными последствиями для урожая характерны для степных районов многих регионов земного шара. Достаточно вспомнить, например, засухи в СССР 1972, 1975 и 1979 гг., засуху в Западной Европе 1976 г. и Сахельскую засуху 70-х годов. Причем засухи в сахельской зоне Африки на южной границе Сахары могут повторяться несколько лет подряд, как это было, например, в 1968–1973 гг., когда засухой были поражены одновременно несколько государств данного региона. Тяжелая ситуация, которая обычно создается в экономике пораженных засухой районов, делает исследования динамики увлажнения в засушливых районах особенно актуальными.

5.2

Влагооборот и его влияние на климат

Все водные ресурсы Земли – поверхностные, подземные, почвенные воды и атмосферная влага – теснейшим образом взаимосвязаны в ходе одного из величайших природных процессов – кругооборота воды. Основными силами, влияющими на кругооборот воды, являются тепловая энергия и сила тяжести. Под влиянием тепла происходят испарение, конденсация водяного пара, а под влиянием силы тяжести – падение капель дождя, течение рек, движение почвенных и подземных вод.

Работы по водному балансу, выполненные в последние годы, позволили значительно уточнить отдельные составляющие водного баланса планеты. Уравнения водного баланса могут быть составлены для всей Земли, Мирового океана, суши, отдельных континентов и стран, речных бассейнов, озер и других водоемов и в принципе для любой территории, ограниченной произвольным контуром.

Под мировым водным балансом понимают определение соотношения различных видов воды в процессе их кругооборота на Земле. В нем могут быть рассмотрены частные водные балансы: для океана – между испарением, осадками и притоком речных и подземных вод; для суши – между осадками, испарением, инфильтрацией и стоком; для атмосферы – между испарением, осадками и переносом влаги.

Водный баланс для различных частей поверхности можно представить следующими уравнениями:
для периферийной части суши

$$E_c = r_c - f_c, \quad (5.1)$$

для областей, лишенных выхода речной воды в океан,

$$E_c = r_c, \quad (5.2)$$

для Мирового океана

$$E_o = r_o + f_c, \quad (5.3)$$

для всего земного шара

$$E_c + E_o = r, \quad (5.4)$$

где E_c , r_c и f_c – испарение, осадки и речной сток для суши; E_o и r_o – испарение и осадки для океана; r – осадки для земного шара.

В табл. 5.6 приведены основные составляющие водного баланса.

Ежегодно с поверхности земного шара испаряется 577 тыс. км³ воды. Большая часть испарившейся воды приходится на Мировой

Таблица 5.6

Годовой водный баланс Мирового океана, суши и всей
поверхности земного шара.
(Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. 1974)

Элементы водного баланса	Объем, тыс. км ³ /год	Слой, мм/год	%
Мировой океан ($S = 361 \cdot 10^6 \text{ км}^2$)			
Осадки	458	1270	90,7
Сток	46,8	130	9,3
Испарение	504,8	1400	100
Суша ($S = 149 \cdot 10^6 \text{ км}^2$)			
Осадки	119,1	806	100
Сток	46,8	315	39,3
Испарение	72,3	485	68,7
Земной шар ($S = 510 \cdot 10^6 \text{ км}^2$)			
Осадки	577,1	1130	100
Испарение	577,1	1130	100

океан (505 тыс. км³) и меньшая (72 тыс. км³) — на сушу. Испарившаяся влага конденсируется и выпадает в виде осадков. Годовая сумма осадков, выпадающих на поверхность океана, меньше, чем испарение. Избыток испаряющейся влаги в сумме 47 тыс. км³ переносится воздушными течениями на континенты и острова и формирует реки, озера, ледники и подземные воды. Такой же объем воды возвращается в течение года в океан в виде стока рек и стока подземных вод.

Пространственное распределение основных составляющих мирового водного баланса, таких как осадки и испарение, было уже рассмотрено ранее. В данном разделе остановимся в основном на характеристиках влагооборота в атмосфере.

5.2.1

Горизонтальный перенос влаги в атмосфере

Главное звено кругооборота, в котором происходит наиболее интенсивный водообмен, — это испарение влаги с поверхности океана, перенос ее воздушными течениями на материки и выпадение осадков. В соответствии с этим механизм влагооборота разделяют на внешний и внутренний. Под внешним понимают влагооборот, при котором

выпадение осадков происходит из водяного пара, принесенного извне. Если же взять ограниченную территорию суши, то испарение воды с ее поверхности и выпадение осадков на эту же территорию называют внутренним влагооборотом. Внешний и внутренний влагообороты составляют общий влагооборот.

Для выделения процесса влагооборота, связанного преимущественно с горизонтальным переносом влаги в атмосфере, Л. П. Кузнецова предлагает пользоваться термином „влагообмен”, имея в виду обмен атмосферной влагой между регионами, осуществляемый в процессе его горизонтального переноса, хотя он и происходит одновременно с вертикальным обменом и его отражает.

В настоящее время имеются достаточно полные сведения об основных закономерностях горизонтального переноса влаги в различных широтных зонах. Расчеты горизонтальных потоков влаги обычно производят до уровня 7–9 км, где сосредоточены основные запасы влаги. Общий поток влаги определяется по формуле

$$F = \int_p^{p_0} F' dp, \quad (5.5)$$

где F – общий поток влаги в слое, F' – перенос водяного пара на различных стандартных уровнях свободной атмосферы, p_0 и p – давление на нижнем и верхнем уровнях. Значение переноса водяного пара на каждом уровне можно определить по формуле

$$F' = \int_0^T \frac{1}{g} a v dt \approx \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{g} a_i v_i, \quad (5.6)$$

где g – ускорение свободного падения, a – абсолютная влажность, v – вектор скорости ветра, N – число наблюдений за время T .

Количественные характеристики результирующего переноса водяного пара в слое атмосферы 0–9 км представлены на рис. 5.7. На карте отчетливо прослеживается связь потоков влаги с наиболее характерными особенностями циркуляции в различных широтных зонах.

В приэкваториальной зоне в областях пассатной циркуляции преобладают восточные зональные составляющие результирующих переносов. Повышенные значения F наблюдаются в восточной части Тихого океана, свыше 240 кг/(м·с), что связано с высокими значениями влагосодержания и скоростей ветра в устойчивых пассатных потоках.

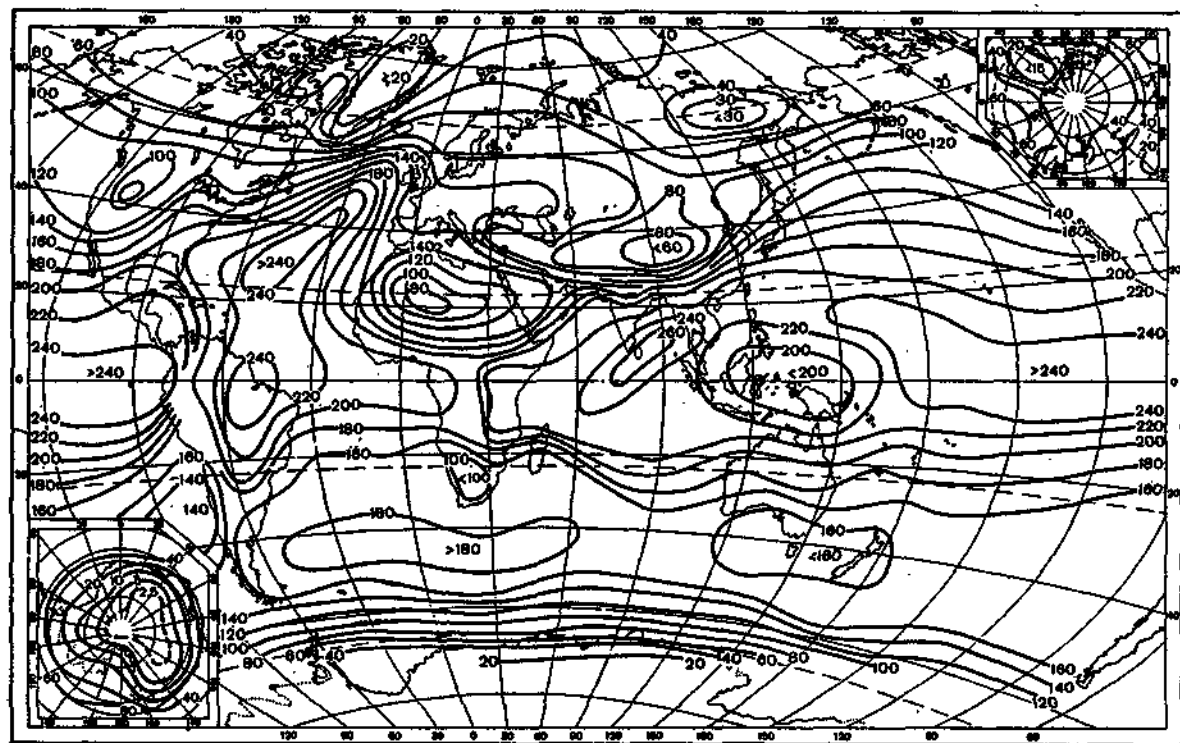


Рис. 5.7. Средний за год перенос водяного пара в атмосфере ($\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$).

Велик перенос водяного пара в муссонной области Юго-Восточной Азии, в приэкваториальной Африке и Южной Америке (северо-западное побережье, бассейн р. Амазонки).

В тропических широтах результирующие потоки влаги ослаблены в связи с почти равной вероятностью потоков западного и восточного направлений. Над пустынями тропических и субтропических широт переносится небольшое количество водяного пара (в районе пустынь Сахара и Калахари до $100 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$). Пониженные значения переноса водяного пара в атмосфере, менее $60 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$, наблюдаются и над районами центрально-азиатской горной системы к северу от Гималаев, что связано с общим уменьшением влагосодержания над ними.

В умеренных широтах в зоне устойчивого западного переноса наибольшие значения результирующего потока водяного пара в атмосфере наблюдаются над океанами. В Атлантическом океане над теплым течением Гольфстрим его значение составляет около $240 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$, что сравнимо с переносами влаги в экваториальном поясе.

По мере переноса влаги в глубь континента результирующие потоки убывают. Над Евразийским континентом наиболее значительное проникновение влаги к востоку наблюдается вдоль широтного круга $55-60^\circ \text{ с. ш.}$

Над высокими широтами северного и южного полушарий перенос влаги резко уменьшается в связи с уменьшением влагосодержания воздуха, обусловленного понижением температуры. В Центральном Арктическом бассейне средний перенос изменяется от $41,7 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$ в районе Новосибирских островов до $26,2 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$ у северных берегов Гренландии. Основными районами, из которых водяной пар поступает в Арктику, являются Северная Атлантика и северная часть Тихого океана. В летний период года значительная часть влаги, до $50-60 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$, поступает в Арктику в воздушных массах, идущих с европейской части Советского Союза, из Сибири и Канады. Северная полярная область является, таким образом, областью стока влаги над полушарием.

Средний перенос влаги над Антарктидой и окружающими ее океанами характеризуется хорошо выраженной зональностью. Значение переноса влаги уменьшается от $60-40 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$ у берегов Антарктиды до $1 \text{ кг}/(\text{м}\cdot\text{с})$ в центральной части материка.

Результирующий перенос, однако, не всегда дает исчерпывающую картину о потоках влаги, так как он может складываться из множества вариантов слагающих переносов. Более реально оценить действительный перенос влаги позволяют его зональные и меридиональные составляющие:

$$F_{x_i} = a_i v_i \sin \varphi, \quad (5.7)$$

$$F_{y_i} = a_i v_i \cos \varphi, \quad (5.8)$$

где F_{x_i} и F_{y_i} – зональные и меридиональные потоки влаги; a_i – влажность воздуха; v_i и φ – скорость и направление ветра. Поток влаги с запада и юга принято считать положительным, а с востока и севера – отрицательным.

На рис. 5.8–5.11 представлены карты зональной и меридиональной составляющих результирующего переноса водяного пара в январе и июле. В целом, результирующие потоки над северным полушарием выше, чем над южным. Значение зонального компонента в 3–4 раза больше меридионального. Наиболее сильные западные потоки в умеренных широтах наблюдаются над океанами (250–300 кг/(м·с)).

В тропиках в области пассатной циркуляции максимальные значения восточного результирующего потока влаги наблюдаются в западной части Тихого океана и составляют 400 кг/(м·с). В полярных широтах преобладают также восточные составляющие потоков влаги, но слабые, в пределах 20 кг/(м·с).

В распределении меридиональных потоков влаги над континентами и океанами северного полушария прослеживается явное преобладание северных потоков в тропических широтах и южных в умеренных. Таким образом, в межширотном влагообмене тропики и субтропики северного полушария являются источниками влаги для умеренных полярных широт. В южном полушарии поле меридиональных потоков влаги расчленено слабее, чем в северном. В высоких широтах преобладает южный перенос, а в умеренных – северный.

В июле в северном полушарии зональные потоки влаги выражены слабее, а меридиональные сильнее, чем в южном (см. рис. 5.10 и 5.11). Над умеренными широтами обоих полушарий наблюдаются значительные западные потоки влаги с небольшой южной составляющей. Зона сильных восточных переносов влаги расширяется, занимая полосу 20° ю. ш. – 25° с. ш. Лишь над Северной Америкой, севером Индийского океана, Индостаном и Индокитаем восточная циркуляция вытесняется летним юго-западным муссоном. На юго-востоке Азии система южно-азиатского летнего циклона и северотихоокеанского океанического антициклона определяет мощные потоки океанической влаги с юго-запада. Результирующие потоки здесь достигают 200–300 кг/(м·с), а над Бенгальским заливом – 400 кг/(м·с).

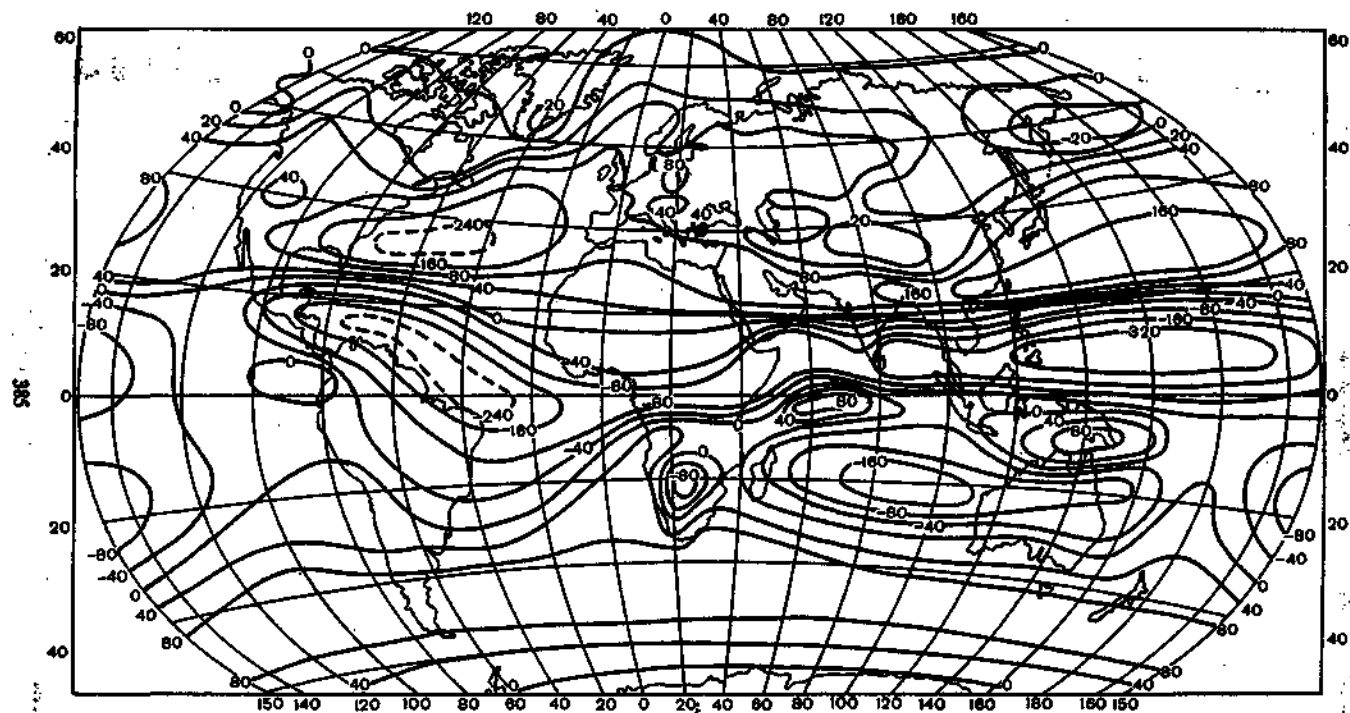


Рис. 5.8. Зональная составляющая результирующего потока водяного пара в атмосфере ($\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$). Январь.

Над Европой атлантический поток влаги резко расходится: часть влаги уходит на северо-запад, а большая ее часть попадает в южно-азиатский летний циклон и в его ложбину над Сахарой. Над Восточной Европой и Западной Сибирью поток влаги принимает северное направление ($80 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$), которое сохраняется вплоть до Аравийского моря, где его величина достигает $160 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$.

Существенные изменения от января к июлю претерпевают потоки влаги над Африканским континентом, над Северной и Южной Америкой, над Австралией.

Количественная проверка точности определения зональных и меридиональных потоков влаги по аэрологическим данным была проведена О. А. Дроздовым и другими исследователями по замыканию баланса влаги на примере отдельных территорий:

$$(E - r)S + \int_0^z [(F_z - F_s)l_1 + (F_e - F_n)l_2] dz = 0, \quad (5.9)$$

где E – испарение; r – осадки; S – площадь территории; F_z ; F_s , F_n , F_e – поток влаги через западный, восточный, южный и северный контуры исследуемой территории; l_1 – длина контура вдоль долготы; l_2 – длина контура вдоль широты.

Проверка показала удовлетворительную точность методики расчета потоков влаги в атмосфере. Это дает возможность через потоки влаги определять испарение или разность испарения и осадков в труднодоступных горных районах, над обширными водными акваториями, где непосредственно определение осадков и испарения затруднено.

Расчеты горизонтальных потоков влаги, проведенные в отдельных районах земного шара, убедительно показывают, что водяной пар, приносимый с океанов, играет огромную роль в увлажнении суши. Однако увлажняющее влияние океанов проявляется не всегда. Для того чтобы океаны и моря увлажняли сушу, необходимо выполнение ряда условий. Во-первых, чтобы характер атмосферной циркуляции позволял воздуху с океана попадать на сушу. В качестве примера можно привести муссонные районы территории советского Дальнего Востока. Зимой благодаря преобладающим потокам с суши на океан увлажняющее влияние океана почти не сказывается в указанных районах. В то же время на северо-востоке Азии по северной периферии тихоокеанских циклонов потоки влаги с Тихого океана проникают вплоть до 140° в. д. (до Якутии).

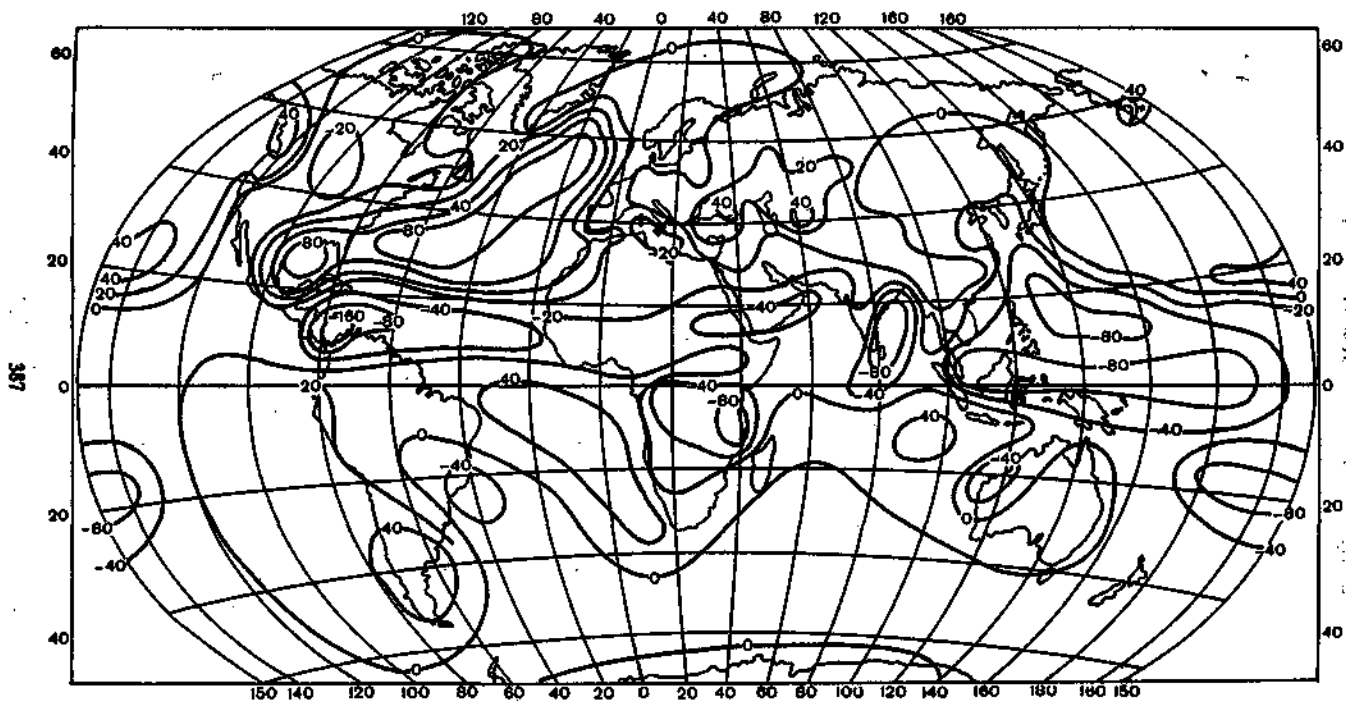


Рис. 5.9. Меридиональная составляющая результирующего потока водяного пара в атмосфере ($\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$). Январь.

Во-вторых, должно быть соответствующее распределение влагосодержания. В летний период в районе арктических морей влагосодержание воздушных масс значительно ниже, чем над континентальными районами. Вторжение воздушных масс с океана не способствует в данном случае увлажнению суши. Осадки могут выпадать лишь в узкой прибрежной зоне. В дальнейшем, прогреваясь, воздушная масса все более удаляется от состояния насыщения, что способствует интенсивному испарению имеющейся на суше влаги. В ряде случаев при неблагоприятных циркуляционных условиях вторжения холодных арктических масс воздуха могут способствовать формированию засух над континентальными районами суши.

К числу условий, необходимых для того, чтобы океан увлажнял сушу, относится и благоприятная для образования осадков стратификация атмосферы. Например, на ряде островов, расположенных в центре океанов, особенно в районах, прилегающих к субтропическим антициклонам, в течение круглого года дожди выпадают крайне редко, несмотря на то, что влагосодержание воздуха и перенос влаги здесь достаточно высоки. Чаще всего такая ситуация наблюдается в районе пассатов, где восходящие токи слабы и не достигают уровня конденсации, а инверсионные слои формируются на сравнительно небольших высотах. Образование пассатной инверсии объясняется нагреванием воздуха в процессе его опускания в зоне субтропических антициклонов, с последующим охлаждением нижних слоев от более холодной водной поверхности. В восточных частях океанов, где преобладают холодные морские течения, пассатные инверсии наиболее хорошо развиты, и здесь, как правило, осадков выпадает меньше, чем в западных частях океанов.

5.2.2

Влагосодержание атмосферы

Влагосодержание атмосферы относится к числу важнейших характеристик влагооборота, оно характеризует запас влаги в вертикальном столбе атмосферы, который может быть осажден в виде осадков.

Для расчета влагосодержания обычно используется формула

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p q_1 dp, \quad (5.10)$$

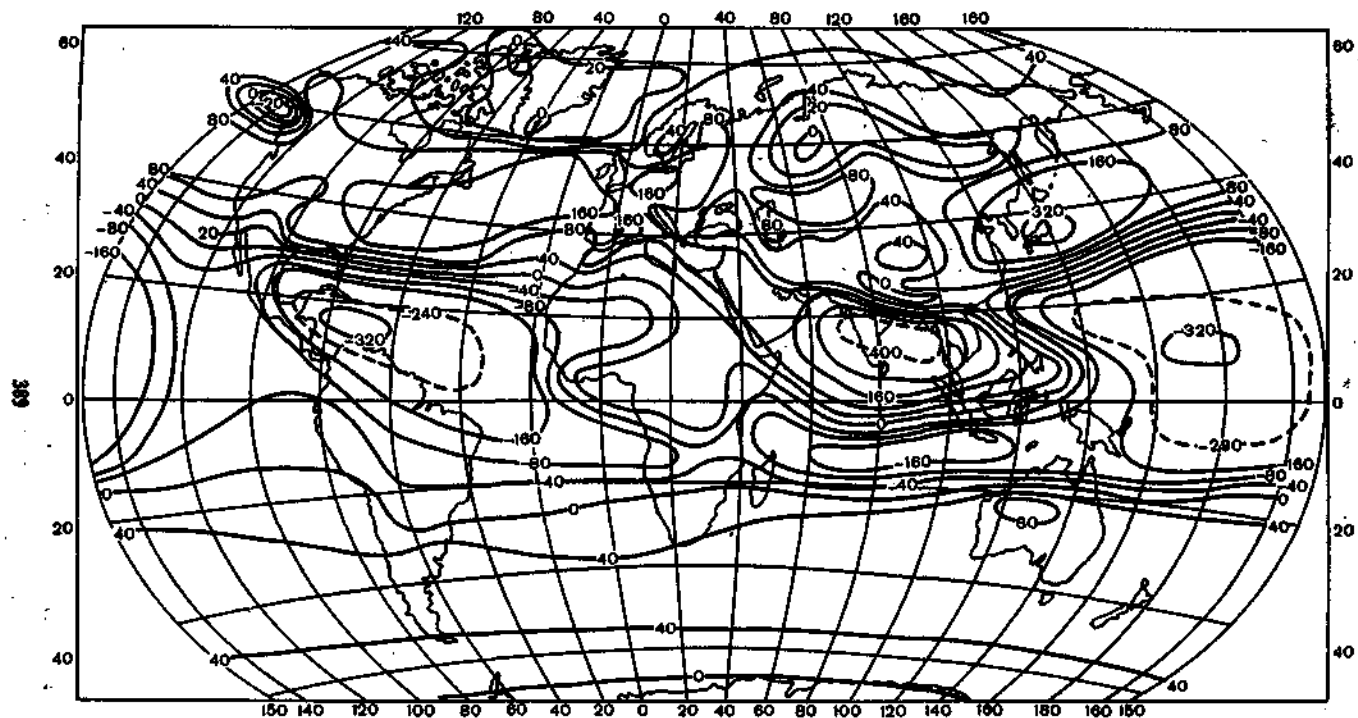


Рис. 5.10. Зональная составляющая результирующего потока водяного пара в атмосфере ($\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$). Июль.

где g — ускорение свободного падения, p_0 и p — давление у поверхности земли и на верхней границе рассматриваемого слоя атмосферы, q — массовая доля водяного пара.

Представление о географическом распределении влагосодержания атмосферы дает карта, представленная на рис. 5.12, выполненная О. А. Дроздовым.

Области наибольшего среднего годового влагосодержания атмосферы (45–50 мм) располагаются в экваториальном и приэкваториальном поясах земного шара: в западной части Тихого океана, в бассейне р. Амазонки и северо-западной части Южной Америки (Тихоокеаническое побережье). Сюда же относятся районы экваториальных и тропических муссонов Юго-Восточной Азии и приэкваториальной Африки. В низких широтах не наблюдается резкого различия во влагосодержании атмосферы над сушей и океанами.

По направлению от низких широт к высоким влагосодержание в обоих полушариях убывает в связи с уменьшением радиационного баланса и испарения, оказывающих самое непосредственное влияние на запасы атмосферной влаги в атмосфере. Значительные отклонения влагосодержания от зонального распределения наблюдаются в районах теплых и холодных морских течений и крупных горных систем, оказывающих влияние на перераспределение влаги в воздушном потоке. Океаническая влага задерживается и оседает на наветренных склонах гор, за которыми наблюдается быстрое понижение влагосодержания. Уменьшение влагосодержания, помимо горных систем, на годовых картах отчетливо прослеживается в районе пустынь Сахара и Калахари, что связано с уменьшением испарения и наличием нисходящих движений на восточной периферии квазистационарных субтропических антициклонов.

В северном и южном полушариях влагосодержание над океанами, в целом, выше, чем над сушей. Исключение представляют материки северного полушария летом. Эту особенность в распределении можно объяснить увеличением над сушей испарения, развитием восходящих движений и кучевой облачности. При этом, как указывает О. А. Дроздов, получается своеобразный вентильный эффект: потоки воздуха, богатые влагой, поднимаются, оставляя часть влаги в облаках, и опускаются, обедненные влагой. Ночью в результате размывания кучевой облачности влага остается в высоких слоях атмосферы, увеличивая тем самым общее влагосодержание.

Сезонные различия в содержании влаги в атмосфере прослежи-

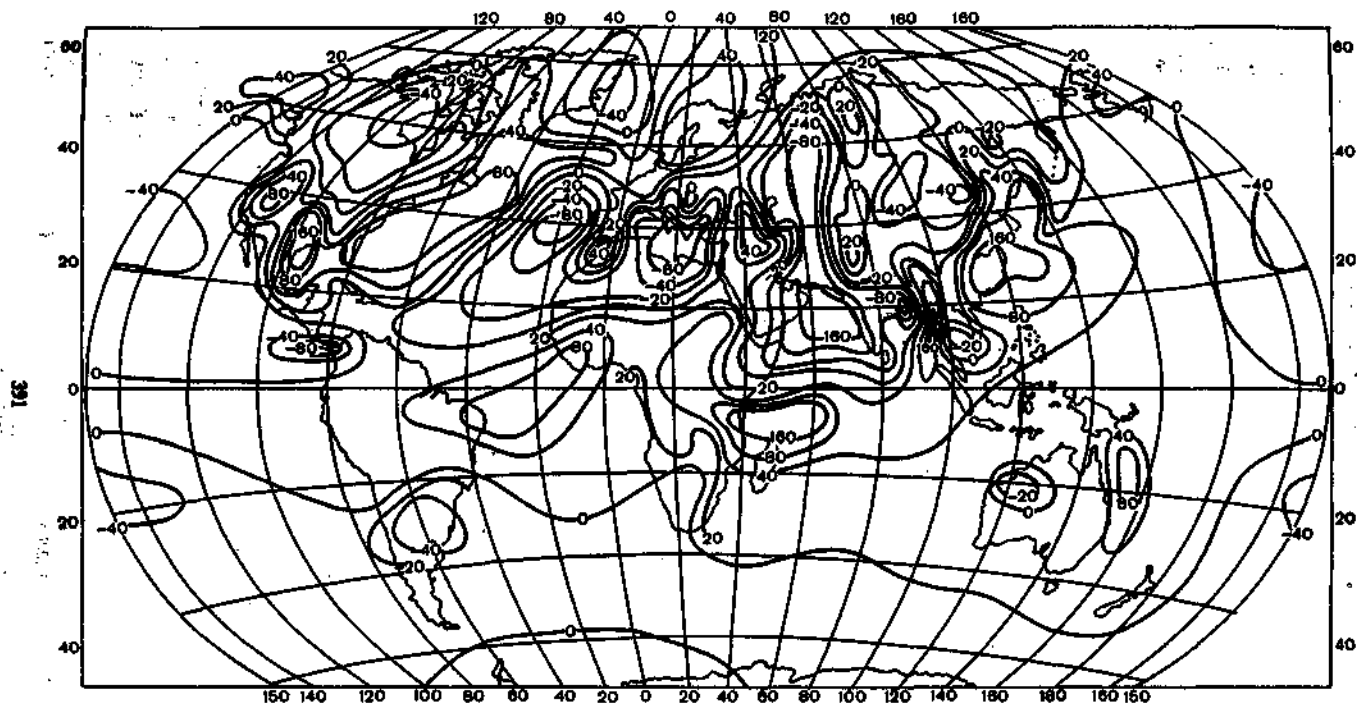


Рис. 5.11. Меридиональная составляющая результирующего потока водяного пара в атмосфере ($\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$). Июль.

ваются на всех широтах, за исключением приэкваториальной зоны, где эти различия несут существенны. Наиболее отчетливо сезонные изменения выражены над континентальными районами умеренных широт и в области экваториальных муссонов, где на распределении влагосодержания сказываются особенности горизонтальных потоков тепла и влаги с океана.

В северном полушарии наиболее низкое влагосодержание (2,5 мм) наблюдается зимой на северо-востоке азиатской части Советского Союза, в районе Якутска, где в этот период года наблюдаются особенно низкие температуры воздуха, а также в районе Гренландии (менее 2 мм). В южном полушарии самое низкое влагосодержание атмосферы наблюдается над Антарктидой. Оно существенно уменьшается от берегов (6 мм) в глубь континента и в центральных районах (85° ю. ш.) в июле бывает ниже 0,2 мм. В среднем за год для всей Антарктиды влагосодержание в слое 0–7 км равно 1,5 мм.

5.2.3

Влагооборот в атмосфере

Проведенные в последние годы уточнения различных характеристик водного баланса позволили составить более точное представление о влагообороте в атмосфере над отдельными континентами и земного шара в целом. Характеристики влагооборота в атмосфере земного шара по уточненным данным общего количества годовых осадков, влагосодержания атмосферы в слое 0–7 км и средних зональных скоростей переносов водяного пара приведены в табл. 5.7.

Поскольку в атмосфере интенсивность зональных переносов влаги в несколько раз превышает меридиональные, представляет интерес изучение наибольшего зонального масштаба движений – обегание частичкой влажного воздуха всего среднего широтного круга с возвратом ее на исходный меридиан. Расчеты показывают, что полное обновление водяного пара происходит за 8,1 дня. Таким образом за год атмосферная влага сменится 45 раз. Эта цифра близка к условиям обмена в северной части умеренных широт северного полушария.

Для оценки скорости зонального переноса в общем потоке влаги для каждой широты абсолютные значения зональной составляющей потока делились на влагосодержание той же широты. Это дало возможность учесть не только среднюю, но и турбулентную составляющую переносов. В среднем для земного шара скорость зональной составляющей переноса оказалась равной 2,9 м/с (220 км/сут) (алгебраическая средняя зонального переноса). На широтах, где преобладает циклоническая деятельность, водяной пар перемещается с большей скоростью.

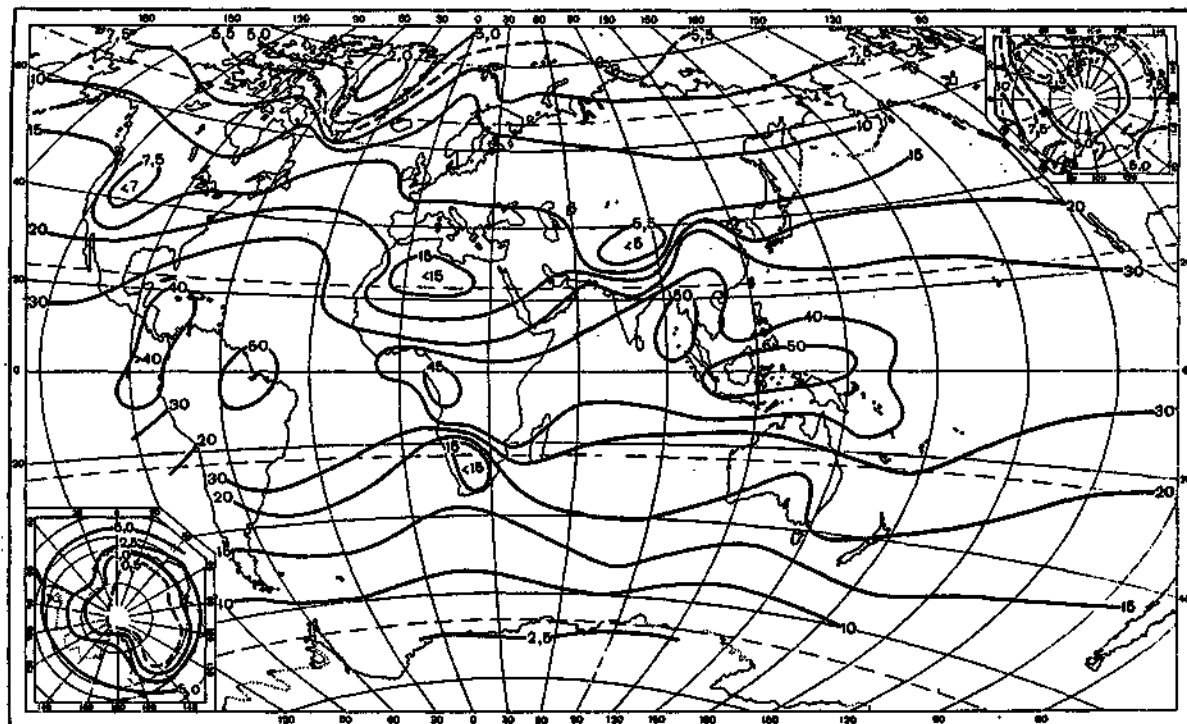


Рис. 5.12. Среднегодовое влагосодержание атмосферы (мм) в слое 0-7 км.

Влагооборот в атмосфере земного шара

Осадки $\Gamma \cdot \text{м}^3/\text{год}$	577 · 10 ¹²
Влагосодержание атмосферы $W \cdot \text{м}^3$	12,9 · 10 ¹²
Число смен водяного пара в атмосфере при наличии испарения, $N = p/W$	45
Продолжительность одной смены пара, сутки	8,1
Средняя скорость зонального переноса водяного пара v_x км/сут	220
Время одного оборота водяного пара вокруг Земли (при средней длине широтного круга $l = 24\,000$ км), $\tau = l/v_x$ сут	109,4
Число смен влаги за один оборот ее вдоль средней параллели ($l = 24\,000$ км) при влагосодержании атмосферы, обусловленном адвекцией и испарением, $K = \tau N/365$	13,5
Влажность воздуха, поступающего с океана, %	80
Влажность воздуха, при которой осадки не образуются	40
Число смен пара в атмосфере (одна смена за 8,1 сут) при отсутствии испарения, $N' = p/0,5W$	90
Соотношения влажностей воздуха, определяющих условия осадкообразования (при отсутствии испарения)	0,5
Число смен влаги за один оборот ее вдоль параллели ($l = 24\,000$ км) при влагосодержании, обусловленном только адвекцией водяного пара (испарение отсутствует)	0,5
Отношение осадков при реальном испарении к осадкам при его отсутствии в течение одного оборота вдоль параллели ($l = 24\,000$ км)	27

Так, например, на 60° с. ш. средняя скорость зональной составляющей переноса равна 4,1 м/с, или 345 км/сут, при близкой к средней скорости вертикального обмена влагой. Время оборота водяного пара вдоль этого широтного круга при длине параллели 20 000 км составляет 57,9 дня, что в 2,3 раза больше времени, предполагавшегося ранее.

Ориентировочные расчеты показывают, что для земного шара в целом число смен влаги за один оборот вдоль параллели (при $l = 24\,000$ км) выражается коэффициентом $K = 13,5$. Этот коэффициент, характеризующий, по существу, условия влагоиспользования водяного пара, переносимого в атмосфере, условно можно рассматривать как коэффициент влагооборота для всей планеты, учитывающий циклы влагооборота за выбранный годовой интервал времени (365 сут). Он позволяет оценить относительное увеличение осадков при реальном испарении и адвекции водяного пара. При этом начальная влажность воздушных масс, поступивших на наветренную часть материка, принимается равной 80 %, а влажность, при которой осадки практически прекращаются, равной 40 %.

Баланс влаги на континентах
(Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли, 1974)

Континент	Площадь, тыс. км ²	Суммарный годовой перенос влаги, км ³	Транзит влаги через континент, км ³	Адвективные осадки (в ос- новном океани- ческого прои- хождения), км ³	Сток рек, км ³	Атмосферный сток влаги, обусловлен- ный испари- ем с суши, км ³
Европа	9 800	10 100	4 800	5 310	2 730	2 500
Азия	40 775	20 100	4 200	15 860	10 790	5 300
Африка	29 530	24 600	9 500	15 080	4 185	9 200
Северная Америка	20 060	12 300	2 500	9 790	6 630	2 800
Южная Америка	17 840	20 700	3 800	16 900	11 760	3 700
Австралия	7 615	12 800	9 780	3 040	385	2 560
Всего	125 580	100 600	34 580	65 980	36 480	26 060

Примечание. Площади всех континентов, за исключением Южной Америки, даны без прилегающих островов.

Если бы не было испарения, то из воздуха, поступившего с океана на материк, выделилось бы только 0,5 содержащейся в нем влаги. В дальнейшем при неизменной температуре воздуха перенос водяного пара будет осуществляться без выпадения осадков. Таким образом, испарение за время одного оборота водяного пара увеличивает осадки в 27 раз по сравнению с осадками, которые имели бы место при отсутствии испарения и при постоянном температурном режиме.

Результаты расчетов (по данным наблюдений) составляющих кругооборота воды над всеми континентами (кроме Антарктиды) представлены в табл. 5.8.

Суммарное количество переносимой с океана на сушу влаги составляет 100 600 км³ в год. Однако не вся эта влага оседает на континентах. Около 34 % (34 500 км³) ее проходит над сушей транзитом и снова поступает на океан. Количество транзитной влаги неодинаково над разными континентами. Так, над Азией, Северной и Южной Америкой пронесится транзитом около 20 % океанической влаги, над Африкой – 38 %, над Европой – 48 %, а над Австралией – даже 76 %. Количество переносимой транзитом влаги над материком определяется его рельефом и размером, а также удаленностью от источника поступления влаги.

Из данных, представленных в таблице, видно, что самое большое количество осадков выпадает в Южной Америке, большая часть которых образуется из водяного пара, поступившего в основном с

Атлантического океана. Из переносимого над Южной Америкой водяного пара формируется примерно столько же осадков, сколько и над всей Евразией, хотя площадь ее почти в 3 раза меньше.

Наиболее неблагоприятные условия для образования осадков создаются в атмосфере Австралии, где вынос пара за пределы континента более чем в 3 раза превышает количество осадков.

Сведения о количественных оценках составляющих атмосферного влагооборота континентов и всего земного шара представляют исключительно большой интерес, поскольку позволяют более глубоко разобратся в закономерностях образования осадков, а также в закономерностях формирования климата в различных районах земного шара.

5.2.4

Полуматематическая теория влагооборота

В процессе развития исследований влагооборота атмосферы четко прослеживаются два различных подхода в его решении. Первый из них, основателями которого были Э. А. Брикнер (1901), И. И. Касаткин (1893, 1921), Г. Н. Высоцкий (1911), возник в то время, когда аэрологические наблюдения еще не проводились, и здесь были допущены ошибки о реальных количествах влаги, содержащейся в атмосфере. Например, полагалось, что в каждой области на образование осадков расходуется количество принесенного извне водяного пара, не превышающее разности осадков и испарения. Так как общее количество осадков на суше обычно значительно больше этой разности, то делался вывод о существовании многократного внутреннего влагооборота, т. е. водяной пар, принесенный извне в определенный район суши, несколько раз выпадает в этом районе в виде осадков и лишь потом будет унесен за пределы исследуемой территории. У Брикнера коэффициент влагооборота, который определяют как отношение общей суммы осадков к осадкам из водяного пара, принесенного извне, для района Западной и Центральной Европы получился равным 3.

Предположение Брикнера не подтвердилось последующими исследованиями.

Правильный, физически обоснованный подход к решению вопроса влагооборота был указан А. А. Каминским, который впервые после А. И. Воейкова указал на связь переноса водяного пара внутри материка с общей циркуляцией атмосферы. Хольцман и Торнтвейт, используя при изучении влагооборота метод, сходный с методом Каминского, также правильно оценили роль океанической влаги, являю-

щейся основным источником осадков на территории США. В дальнейшем, в 50-х годах, эти идеи были развиты и углублены в работах известных советских исследователей М. И. Будыко, О. А. Дроздова, К. И. Кашина. Проведенные ими исследования позволили реально оценить роль, которую играют в формировании осадков испарение местной влаги и перенос влаги воздушными потоками из других районов.

Теория обмена местной и адвективной влагой для ограниченной территории строится в предположении, что в атмосфере местный и адвективный пар перемешиваются между собой, а количество осадков, образованное из пара местного и адвективного происхождения, пропорционально количеству того и другого пара в атмосфере. Эта гипотеза соответствует действительности, если смешение пара в атмосфере происходит моментально. В реальных условиях смешение пара различного происхождения происходит недостаточно быстро, а это приводит к тому, что концентрация местного водяного пара в нижних слоях выше, чем в более высоких слоях. Создаются различия в скорости переноса пара местного и адвективного происхождения.

На больших территориях площадью несколько миллионов квадратных километров можно считать, что уже происходит смешение местного и адвективного водяного пара.

Приняв за основу гипотезу о смешении пара внешнего и внутреннего происхождения, М. И. Будыко и О. А. Дроздов в 50-х годах предложили следующую схему влагооборота. На территории, линейный масштаб которой равен L (рис. 5.13), обозначим через A_1 количество водяного пара, приносимого на исследуемую территорию через наветренный контур, A_2 — количество водяного пара, уносимого с территории через подветренный контур, E — испарение, r — осадки.

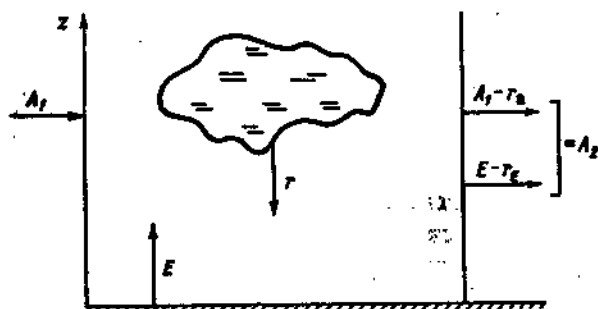


Рис. 5.13. Схема влагооборота в атмосфере.

Исходя из предположения, что осадки выпадают из пара смешанного происхождения, образовавшегося в результате смешения местного и адвективного пара, можно написать соотношение

$$r = r_a + r_E, \quad (5.11)$$

где r — слой осадков на территории, ограниченной контуром; r_a — количество осадков, образующихся из водяного пара адвективного происхождения; r_E — количество осадков из водяного пара, возникшего в результате испарения внутри исследуемого контура.

Если среднюю скорость движения воздуха обозначить через $\bar{u}$, а количество водяного пара в вертикальном столбе воздуха через W , то поток водяного пара через единицу длины наветренного контура будет равен $\bar{u}W$. Часть влаги, поступившей на территорию, уносится с нее потоками воздуха через подветренный контур. Уходящее количество влаги будет равно

$$\bar{u}W + EL - rL \quad \text{или} \quad \bar{u}W - (r - E)L, \quad (5.12)$$

где $\bar{u}W$ — влага адвективного происхождения; EL — влага, поступившая в атмосферу за счет испарения с рассматриваемой территории; rL — осадки, выпавшие на территорию, имеющую линейный масштаб L .

Теперь возможно рассчитать количество местного водяного пара над исследуемой территорией. Ясно, что на наветренном контуре в момент входа его значение равно нулю. Однако по мере продвижения воздушная масса все более обогащается водяным паром за счет испарения уже выпавших осадков. На подветренном контуре количество водяного пара местного происхождения будет уже равно $L(E - r_E)$. Допуская, что количество водяного пара по территории, размеры которой 500–2000 км², меняется линейно, можно определить среднее количество, которое будет равно

$$\frac{0 + L(E - r_E)}{2}, \quad \text{или} \quad 0,5L(E - r_E). \quad (5.13)$$

Теперь рассмотрим, сколько в среднем над территорией проходит водяного пара внешнего происхождения. У наветренного контура количество водяного пара равно $\bar{u}W$, а на подветренном его будет, очевидно, $\bar{u}W - r_a L$, и тогда среднее количество пара внешнего происхождения будет равно

$$0,5[\bar{u}W + (\bar{u}W - r_a L)], \quad \text{или} \quad \bar{u}W - 0,5r_a L. \quad (5.14)$$

Поскольку была принята гипотеза о том, что количество осадков, образующихся из пара местного и адвективного происхождения, пропорционально количеству того и другого пара в атмосфере, можно записать соотношения

$$\frac{r_a}{r_E} = \frac{\bar{u}W - 0,5r_aL}{0,5L(E - r_E)} \quad (5.15)$$

$$r = r_a + r_E.$$

Полученную систему уравнений необходимо решить относительно r_a и r_E . Решая эту систему уравнений, находим, что

$$r_a = \frac{r}{1 + EL/2\bar{u}W}, \quad (5.16)$$

$$r_E = \frac{r}{1 + 2\bar{u}W/EL}. \quad (5.17)$$

Формулы (5.16) и (5.17) на практике обычно используются для расчета количества местных и адвективных осадков. О доле местных осадков, образующихся из испарившейся над данным районом влаги, позволяет судить коэффициент влагооборота, который равен отношению общей суммы осадков к осадкам внешнего происхождения:

$$K = r/r_a, \text{ или } K = 1 + EL/2\bar{u}W. \quad (5.18)$$

Коэффициент влагооборота указывает, сколько раз в среднем оборачивается над данным районом каждая частица внешнего водяного пара, пока не будет вынесена за его пределы. Из формулы (5.18) следует, что коэффициент влагооборота возрастает с увеличением линейных размеров территории и испарения.

Полуэмпирическая теория влагооборота, разработанная М. И. Бudyко и О. А. Дроздовым, достаточно хорошо отражает основные закономерности формирования осадков из адвективной и местной влаги.

Однако формула (5.18) годится лишь для районов масштаба не более 3–4 тыс. км. Для больших масштабов следует учитывать криволинейность траекторий частиц влаги и линейность убывания доли океанической влаги вдоль траектории.

Работы советских ученых позволили не только качественно, но и количественно определить влияние местного испарения на режим осадков над различными ограниченными участками земной поверхности. С увеличением испарения возрастает не только доля местных, но и адвективных осадков. Местное испарение оказывает так называемое стимулирующее влияние и на осадки из адвективной влаги, спо-

способствуя тем самым их общему увеличению. За счет местного испарения увеличивается влагосодержание воздуха, несколько снижается температура, а это способствует понижению уровня конденсации, и, следовательно, появляются более благоприятные условия для развития облачности и выпадения осадков.

5.3

Основные закономерности пространственно-временного распределения облачности

Облачность является одним из важнейших факторов, определяющих характер многих физических, в том числе и климатообразующих процессов, протекающих на земной поверхности и в ее атмосфере. Изменяясь в пространстве и во времени, она оказывает существенное влияние на радиационный и тепловой режим нашей планеты. По выражению А. С. Монины, в процессах взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью облачность выступает в роли „регулятора с обратной связью”. Климатологию облачного покрова с давних пор уделялось значительное внимание. Работы Т. Г. Берлянд и Л. А. Строкиной подвели итоги обобщения данных сетевых метеорологических наблюдений с целью изучения закономерностей глобального распределения общего количества облаков. В табл. 5.9 представлен годовой ход средних месячных среднезональных значений количества облаков для всего земного шара по данным Т. Г. Берлянд и др. Из таблицы видно, что несмотря на существенный годовой ход облачности на различных широтах и зависимость количества облаков от широты количество облаков на Земле в целом довольно стабильно и составляет около 6 баллов. Поскольку использованный материал наблюдений за облачностью относится к дневному времени суток, а в ночное время количество облаков обычно меньше, то следует считать, что среднее глобальное количество облаков находится в интервале 5–6 баллов.

Режим облачности обуславливается главным образом распределением потоков тепла и влаги, циркулирующей атмосферы и характером подстилающей поверхности. В одной и той же широтной зоне над океанами количество облаков, как правило, на 1 балл выше, чем над сушей. Этому способствует более интенсивное испарение с поверхности океанов.

Наибольшая облачность в течение года наблюдается в экваториальной зоне, а также в океанических областях умеренных и суб-

Таблица 5.9

Годовой ход количества облаков (балл) над поверхностью Земли

Широта, ...°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
90 с.	4,9	4,8	5,5	5,5	7,7	8,9	9,2	9,2	9,0	7,9	6,0	5,3	7,0
90 — 80	5,3	5,2	5,3	5,7	7,7	8,5	8,7	9,0	8,8	8,0	6,2	5,4	7,0
80 — 70	5,9	5,8	5,5	6,1	7,5	7,8	7,9	8,0	8,3	7,9	6,7	5,8	6,9
70 — 60	6,5	6,3	6,2	6,4	7,2	7,3	7,3	7,4	7,9	7,8	7,0	6,7	7,0
60 — 50	6,9	6,7	6,7	7,0	7,3	7,3	7,3	7,2	7,2	7,3	7,3	7,1	7,1
50 — 40	6,6	6,6	6,6	6,8	6,8	6,6	6,3	6,0	5,8	6,0	6,5	6,7	6,4
40 — 30	5,9	5,9	5,9	5,8	5,7	5,4	5,1	4,8	4,7	5,0	5,3	5,7	5,4
30 — 20	4,8	4,8	4,7	4,7	4,7	4,9	5,1	4,9	4,6	4,5	4,6	4,8	4,8
20 — 10	4,8	4,6	4,7	5,0	5,2	5,7	6,2	6,1	5,9	5,4	5,0	4,9	5,3
10 — 0	5,7	5,6	5,8	6,1	6,2	6,4	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,7	6,0
0 — 10 ю.	6,2	6,1	6,0	5,9	5,6	5,3	5,2	5,3	5,7	5,7	6,0	6,1	5,8
10 — 20	5,9	5,7	5,7	5,3	4,9	4,6	4,8	5,0	5,2	5,6	5,8	5,6	5,3
20 — 30	5,3	5,3	5,4	5,2	5,0	4,9	5,0	4,9	5,2	5,5	5,5	5,4	5,2
30 — 40	5,8	5,7	5,8	5,8	6,0	6,0	5,9	5,8	6,1	6,2	5,9	5,8	5,9
40 — 50	6,9	7,0	6,9	7,0	7,2	7,1	7,0	6,9	7,1	7,1	7,1	7,1	7,0
50 — 60	8,4	8,2	8,1	8,1	7,9	7,8	7,8	7,7	7,6	8,0	8,4	8,3	8,0
60 — 70	8,8	8,4	8,1	7,9	7,6	7,3	7,5	7,6	7,5	8,8	8,2	8,2	7,9
70 — 80	6,8	6,8	6,8	6,3	5,5	5,4	5,4	6,0	6,1	6,6	6,3	6,6	6,2
80 — 90	5,4	5,7	5,9	4,5	4,2	4,1	3,9	5,0	5,0	5,0	5,4	5,7	5,0
90 ю.	5,0	4,6	4,5	3,1	2,6	3,0	3,1	3,5	4,5	5,2	4,0	4,9	4,0
Северное полушарие	5,7	5,6	5,6	5,8	6,0	6,2	6,2	6,1	6,0	5,9	5,8	5,8	5,9
Южное полушарие	6,5	6,4	6,3	6,2	6,0	5,8	5,9	5,9	6,1	6,3	6,4	6,4	6,2
Земля в целом	6,1	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,1	6,1	6,1	6,0

полярных широт обоих полушарий. На экваторе это связано со значительными восходящими течениями, возникающими при наличии огромных запасов водяного пара. Значительная облачность над океаническими районами умеренных и субполярных широт связана с повышенной циклонической деятельностью в указанных районах в течение года.

К пасмурным областям Земли следует отнести районы исландского и алеутского минимумов, Тихоокеанское побережье Канады, северо-западное побережье Европы, бассейны Амазонки и Конго, Новую Гвинею и прилегающую к ней акваторию, Огненную Землю и субантарктику.

Наименьшая облачность наблюдается, главным образом, в континентальных районах субтропических и тропических широт. В некоторых из них облачность не более 0,1–0,2 балла. Это относится к северо-восточной территории Сахары, Аравийского полуострова, юго-западу Северной Америки. На океанах минимальная облачность отмечается в тропических широтах обоих полушарий. Существуют значительные области Земли и в более высоких широтах, где в отдельные сезоны преобладает ясное небо; к ним относятся Монголия, Восточная Сибирь, Канадский архипелаг, Гренландия, центральная часть Антарктиды.

В пределах земного шара можно различить два основных типа годового хода облачности: первый – годовой ход облачности совпадает с годовым ходом осадков, второй – годовой ход облачности и осадков противоположны друг другу.

При первом типе годовой ход количества облаков и осадков обусловлен интенсивным переносом воздушных масс над данной подстилающей поверхностью и изменениями в них, вызванными воздействием горных преград и особенностями общей циркуляции атмосферы. При втором типе максимум облаков вызывается развитием таких форм, которые не дают осадков или дают в небольшом количестве. Подобные условия наблюдаются часто зимой, например, в Восточной и Западной Сибири. В теплое полугодие над этими территориями развиваются облака, главным образом, восходящих токов, в частности ливневые, обуславливающие меньшую облачность, но сопровождающиеся большим количеством осадков.

Годовой ход облаков и осадков, типичных для отдельных климатических областей земли, приведен в табл. 5.10. Как видно из таблицы,

Таблица 5.10

**Годовой ход облаков (балл, 1-я строка) и осадков (мм, 2-я строка)
в основных климатических зонах земного шара**

Станция	мм	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Экваториальная зона														
Браззавиль (4° 17' ю. ш., 15° 18' в. д.)	320 158	7,3 158	7,5 147	7,5 161	7,5 219	7,0 140	5,6 13	5,5 1	5,6 9	6,1 34	7,0 164	7,4 196	7,3 161	6,8 1406
Манаус (3° 08' ю. ш., 60° 01' з. д.)	48 225	8,3 225	8,4 254	8,5 279	8,5 265	7,9 185	6,9 96	6,4 61	6,1 46	7,6 60	7,8 114	7,8 154	8,0 222	7,6 2001
Зона экваториальных муссонов														
Бомбей (18° 55' с. ш., 17° 49' в. д.)	11 4	1,3 4	1,3 2	1,3 1	1,7 1	3,0 17	6,5 484	7,3 616	7,0 340	5,6 264	3,8 65	1,9 13	1,4 2	3,5 1896
Уайк, о. (19° 00' с. ш., 166° 00' в. д.)	4 29	4,3 29	4,0 34	3,9 37	4,0 47	4,7 52	4,4 48	5,8 117	6,0 180	5,6 133	5,3 134	3,9 78	4,2 46	4,7 836
Тропическая зона														
Вади-Хальфа (21° 55' с. ш., 31° 19' в. д.)	128 0	1,7 0	1,7 0	2,1 0,1	1,4 0	1,6 0	1,1 0	2,5 0	2,5 0	1,6 0	1,1 0	1,2 0	2,0 0	1,7 1
Субтропическая зона														
Фресно (36° 49' с. ш., 119° 43' з. д.)	100 44	6,7 44	6,1 36	5,3 40	4,4 26	3,4 11	1,9 2	1,1 0	1,1 0	1,5 1	2,8 14	4,4 24	7,0 37	3,8 235
Умеренная зона														
Берлин (52° 31' с. ш., 13° 22' в. д.)	35 40	7,3 40	7,2 34	6,6 37	6,0 43	5,6 49	5,6 55	6,1 79	5,8 61	5,5 48	6,5 46	7,3 41	7,7 45	6,4 578
Корабль погоды В (56° 00' с. ш., 51° 00' з. д.)	 32	 32	9,0 26	9,0 28	8,7 32	8,6 43	8,4 56	8,6 77	8,4 93	8,4 87	8,4 66	8,7 49	8,8 39	8,7 628

Продолжение таблицы 5.10

Станция	Ам	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Умеренная зона (продолжение)														
Зонблик (47° 03' с. ш., 12° 57' в. д.)	3106	5,5 103	5,9 102	6,3 126	6,8 149	7,8 141	7,9 140	7,4 140	6,8 130	6,4 114	5,9 133	5,4 103	5,1 125	6,4 1506
Субполярная зона														
Десепшен (62° 59' ю. ш., 60° 42' з. д.)	8	8,9 45	8,9 52	8,8 42	8,8 32	8,5 23	8,0 27	8,0 27	8,2 22	8,1 45	8,6 45	8,9 30	8,8 32	8,5 407
Полярная зона														
Медвежий, о. (74° 31' с. ш., 19° 01' в. д.)	14	7,6 33	7,8 27	7,7 28	7,6 21	8,6 20	8,6 25	8,9 24	8,9 37	8,4 48	8,8 41	8,6 30	8,3 31	8,2 365

экваториальной зоне присуща большая облачность (6–8 баллов) в течение всего года. Амплитуда годового хода около 2 баллов. Максимум облачности чаще всего совпадает с периодами весеннего и осеннего равнодействия, когда Солнце бывает в зените и днем развиваются интенсивные вертикальные токи, способствующие образованию облаков ливневого характера. Годовой ход облачности и осадков в экваториальной зоне совпадает.

Самая большая амплитуда годового хода облачности наблюдается в областях экваториальных муссонов, муссонных районов субтропиков и умеренных широт. Так, например, в Бомбее она достигает 6 баллов. На океанах, где амплитуда годового хода облачности вообще невелика, в муссонных районах она может превышать 2 балла. Наибольшее количество облаков приурочено к периоду муссонных дождей.

В тропических областях Земли наблюдается незначительная облачность в течение всего года, что особенно хорошо видно по данным пункта Вади-Хальфа.

Субтропикам свойствен тип годового хода облачности, наиболее четко выраженный в районе Средиземноморского бассейна, с максимумом зимой и минимумом летом. Как и в условиях муссонного климата, здесь наблюдается подобие годового хода облачности и осадков, обусловленное активизацией циклонической деятельности в зимнее время.

В умеренных широтах с нерезко континентальным климатом (например, Восточная Европа) годовой ход облачности противоположен годовому ходу осадков. Здесь максимум облачности совпадает с минимумом осадков в зимний период. Зимой преобладают сплошные низкие облака слоистых форм, из которых выпадают преимущественно обложные осадки. Летом преобладает облачность с просветами преимущественно кучевой и кучево-дождевой форм и осадки имеют большую интенсивность.

К особенностям годового хода облачности следует отнести то, что для обоих полушарий наиболее типичен годовой ход количества облаков с максимумом в теплое время года и минимумом в холодное (зоны 20° с. ш. – 20° ю. ш. и выше 50°).

Рассмотрев основные закономерности распределения облачности, полученные в результате обработки данных наблюдений за ней с метеорологических станций наземной сети, отметим, что они могут считаться более или менее надежными только для районов, где метеорологические станции размещены довольно плотно. К ним относятся густонаселенные районы, занимающие примерно одну пятую часть Земли. Обширные же водные пространства Мирового океана, поляр-

ные области, пустыни, горные массивы и другие малообжитые районы из-за редкой сети метеорологических станций освещены слабо.

Появление искусственных спутников Земли открыло новые возможности для получения более надежных климатических характеристик пространственно-временного распределения облачности. Фотографии облачности, полученные с помощью спутников, выгодно отличаются от наземных наблюдений тем, что дают целостную картину распределения облаков над обширными районами, соизмеримыми с основными синоптическими объектами.

Результаты наблюдений за облачным покровом со спутников показывают, что распределение облачности характеризуется целым рядом закономерностей и что ей свойственна высокая степень упорядоченности. На спутниковых фотографиях хорошо прослеживаются вихревая структура облаков, связанная с циклонической циркуляцией, облачные полосы фронтальных разделов, облачные системы струйных течений. С помощью спутниковых фотографий удалось выявить не отмечавшиеся ранее особенности облачного режима над малоосвещенными районами земного шара. Так, например, было обнаружено, что облачные образования внутритропических зон конвергенции (ВЗК) группируются в одну или две полосы, которые со значительными перерывами тянутся почти параллельно экватору. Каждая облачная полоса довольно резко отделена безоблачным промежутком от смежной полосы или от облачных полей менее правильной формы. В некоторых случаях наблюдаются безоблачные участки в области ВЗК на протяжении тысячи километров.

В настоящее время спутниковая информация широко используется для получения климатических характеристик облачного покрова.

На рис. 5.14 представлены карты среднего количества общей облачности (в процентах от площади земной поверхности) в летний (июнь, июль, август) и зимний (декабрь, январь, февраль) сезоны над северным полушарием по спутниковым данным. Для большей части территории северного полушария характерно зональное распределение облачности, обусловленное главным образом совместным влиянием на формирование облачного покрова притоков тепла и влаги, атмосферной циркуляции и подстилающей поверхности. Летом наибольшее количество облаков наблюдается, как и по наземным данным, в умеренных и приэкваториальных широтах. Первая область максимума среднего количества облаков тесно связана с процессами

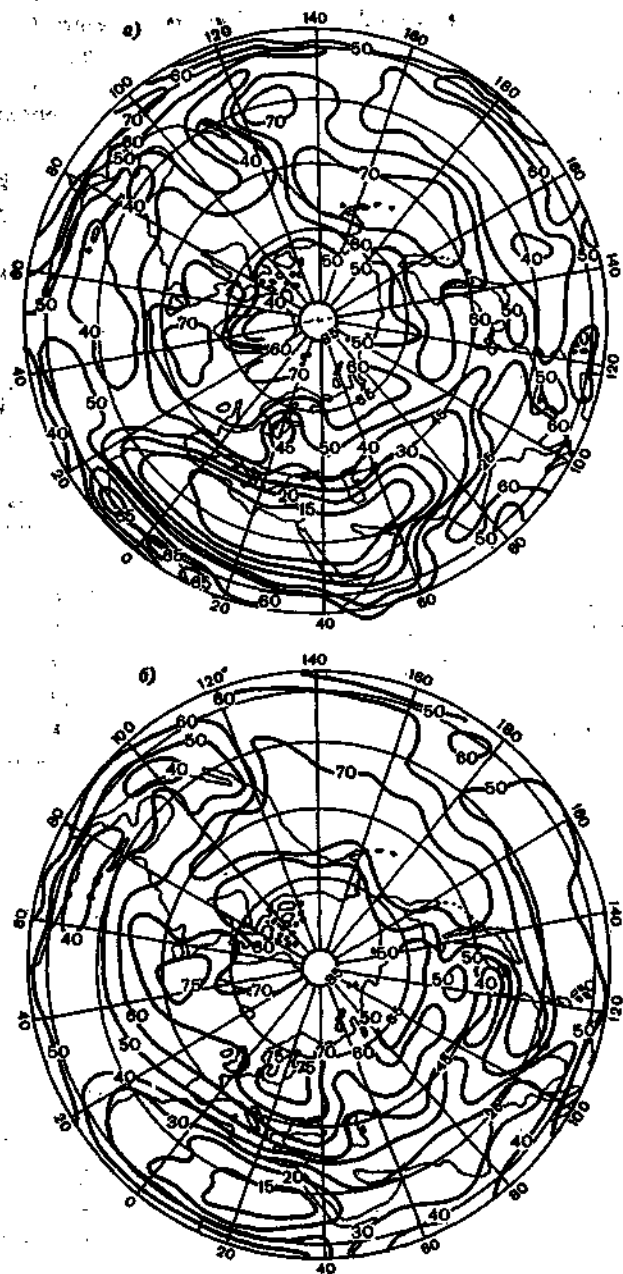


Рис. 5.14. Среднее количество общей облачности в северном полушарии.
а) июль, август, сентябрь; б) декабрь, январь, февраль.

облакообразования на фронтальных разделах и почти совпадает с северной и южной планетарными высотными фронтальными зонами (ПВФЗ) умеренных широт, а также с областью наибольшей повторяемости подвижных циклонов. Вторая область максимума среднего количества облаков связана с наличием в приэкваториальных широтах внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) со свойственной ей высокой повторяемостью конвективной облачности. Минимальное среднее количество облаков характерно для субтропических и тропических широт.

В летний период наиболее существенные отклонения от зонального распределения общей облачности наблюдаются в тропических широтах юго-восточных районов Азии и Тихого океана, где наблюдаются довольно высокие значения среднего количества облаков, до 70 % и более, связанные с региональными особенностями циркуляционных процессов в этих районах. В умеренных широтах от 50 до 80 % площади в летний сезон покрыто облаками. Исключение составляют самые южные районы континентальной части умеренной зоны Евразии (между 10 и 100° в. д.), Северной Америки, к западу от Великих озер, где среднее количество облаков составляет 50–40 %.

Зимой зональное распределение общей облачности выражено более четко, чем летом, что связано с усилением циклонической деятельности на полярном и арктических фронтах. Максимальное значение среднего количества зональной общей облачности зимой, так же как и летом, наблюдается в зоне 50–60° с. ш. К югу от этой широтной зоны происходит убывание среднего количества зональной облачности до минимальных значений в зоне 10–20° с. ш., а в приэкваториальных районах облачность вновь повышается.

При анализе глобального распределения общего количества облаков значительный интерес представляют сведения о количестве облаков, осредненных по большим площадям. Как показывают спутниковые наблюдения 10-летнего периода (1971–1980), облака в южном полушарии покрывали 62 % площади, а в северном полушарии – 53 %. Это обусловлено тем, что в южном полушарии большая, чем в северном полушарии, площадь занята океанической поверхностью (в южном полушарии – 81 %, а в северном – 61 %). Над океанами же, как правило, значительная часть площади занята облаками. Так, в северном полушарии разность значений количества облаков над океанами и материками составляет около 10 % летом и увеличивается до 18–20 %

зимой. В южном полушарии эта разность еще больше.

Сравнение количества облаков по данным наземных станций и спутников показывает, что визуальные оценки завышены по сравнению со спутниковыми. Однако расхождения между ними не столь значительны, и поэтому с достаточной для климатологических целей точностью при исследованиях режима облачности можно использовать и те, и другие данные.

Облачность, изменяясь в пространстве и во времени, оказывает существенное влияние на радиационный и тепловой режимы нашей планеты. Находясь в сложной зависимости от климатообразующих процессов, она в свою очередь очень влияет на характер их развития.

Наличие облачности над тем или иным районом земного шара больше всего сказывается на изменении суммарной радиации, альбедо и эффективного излучения, а следовательно, и на изменении радиационного баланса подстилающей поверхности в этом районе. Облачность, вызывая изменения радиационного баланса подстилающей поверхности, тем самым определяет тепловые условия атмосферы, через которые она оказывает влияние и на характер атмосферной циркуляции.

Влияние облачности на влагооборот в атмосфере осуществляется как за счет переноса воздушными течениями из одних районов в другие большого количества сконденсированной влаги и выпадения из облаков осадков, так и за счет радиационных процессов, обуславливающих испарение.

6

КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ

6.1

Климатические классификации и районирования

Как для анализа закономерностей формирования климатов в рамках глобальной системы, так и для применения климатологии в решении ряда практических задач нужно знать не только распределение отдельных климатических величин по земному шару или значительному по площади району, но и климатического комплекса в целом. В соответствии с задачами исследования между разными значениями комплекса проводятся границы, по разные стороны которых различия между климатами в исследуемом отношении становятся существенными независимо от того, меняется ли на этой границе климатический комплекс скачком (как, например, при подходе к горам или океану) или постепенно. Если это делается для целей анализа происхождения самого климата или для увязки со всем комплексом природных условий (ландшафтно-географических зон), то такое разделение климатов называется климатической классификацией, а если для прикладных целей (обслуживание сельского хозяйства, строительства, авиации и т. д.) — климатическим районированием.

Как классификаций климата, так в особенности районирований имеется очень много в соответствии с многочисленностью и разнообразием задач, предъявляемых к климатологии, развитием системы наблюдений на земле, в атмосфере и космическом пространстве, позволяющей использовать новые виды информации, развитием самой науки климатологии, областей ее применения и способов использования сведений о климате для теоретических и практических целей.

Можно, однако, установить некоторые общие закономерности в появлении и развитии классификаций климата и прикладных районирований.

Все существующие подходы стремятся удовлетворить следующим требованиям, в зависимости от которых они и различаются.

6.1.1

Область применения районирования или классификации

Есть классификации, увязывающие с климатом распространение растительности, почв, речной сети, рельефа или ландшафта в целом или изучающие закономерности формирования из локальных климатов глобальной климатической системы.

Районирования решают вопросы, не только относящиеся к определенным сторонам деятельности общества, но к ряду деталей этой деятельности. Например, практика требует не только районирований для обслуживания сельского хозяйства в целом, но и по каждой сельскохозяйственной культуре отдельно и даже применительно к отдельным ее сортам, например для оценки целесообразности их внедрения в производство при заданной агротехнике в тех или других географических условиях. Аналогично могут решаться вопросы о рациональных типах одежды, жилищ, строительства транспортных магистралей, типов самолетов, марок стали на экскаваторах, рациональных типов тары и упаковки и т. д.

6.1.2

Цель классификаций и районирований

Районирование позволяет либо выделить области, где климатические условия для данной области применения различны, либо выделить климатические аналоги в различных частях земного шара, позволяющие рационально использовать опыт, накопленный иногда в весьма отдаленных районах.

В прошлом веке и в начале нынешнего был довольно распространен первый подход, характеризующий начальную стадию развития науки. Таковы, например, 35 провинций, выделенных Зупаном (1884) и 103 провинции, выделенные Хультотом (1892). По существу в любой области учет климата начинается с констатации географических различий, имеющих для данной области использования климатологии существенный характер.

Для районирования небольших территорий, встречающихся в микроклиматологии, выделение различных типов макроклимата или местного климата является часто основным результатом исследований и в настоящее время. Большая же часть современных классификаций и районирований не ограничивается разделением климатов, она также выявляет их систему, тем самым обращая внимание и на их сходство.

6.1.3

Основной способ решения задач

Обычно в каждой области применения исследование начинается с выделения существенных климатических различий между районами (т. е. преобладает тенденция к разделению климатов) и выявления характерных параметров климата, формирующих эти различия. При реконструкции климатов прошлого по флоре, фауне и различным отложениям того времени решается обратная задача: по природным зонам восстанавливаются палеоклиматы. На следующем этапе исследования выделенные параметры часто используются уже для предвидения поведения исследуемого объекта в этих условиях, причем если параметры не полностью исчерпывают причины, приводящие к тому или другому распределению данного объекта, расчетные границы могут не полностью совпадать. Например, температура 10°C самого теплого месяца приблизительно характеризует как северную границу леса, так и высотную в горах. Но уже А. А. Каминский показал, что эта граница существенно зависит от аэрации почвы, приближенно характеризующейся дневной относительной влажностью. При влажности выше 70 % лес практически не растет, но тогда эта граница фактически расположена уже не по изотерме 10°C самого теплого месяца, а между изотермами 10 и 14°C . Применение современных методов учета теплового баланса несколько уточняет эту границу, но все-таки не может полностью учесть всех местных условий переувлажнения, зависящих от рельефа, типа почв и грунтов и т. д.

6.1.4

Средства классификаций и районирования

По мере развития системы наблюдений и самой науки средства классификаций совершенствуются. Однако этот процесс развивается не так просто. Развитие системы наблюдений обычно отстает от уровня науки. И пока наблюдения за прошлое время не накоплены или не разработаны достаточно надежные методы косвенного расчета необходимых характеристик, их применение в климатических классификациях оказывается неэффективным, а сами классификации повисают в воздухе. Такова судьба гидрологической классификации Пенка (1910), основанной на соотношении осадков и испарения. Испарение (точнее, испаряемость) в то время мерить не умели (да и до сих пор оно локально определяется со значительными ошибками). В результате построить карту климатических зон Пенк не смог. А. А. Каминский

(1925) районировал природные зоны по значениям дневной относительной влажности в самые теплые месяцы года, но дневная влажность измеряется не во всех странах мира, а потому эта классификация не вышла за пределы материковой части Европы и территории СССР.

Успех классификации В. Кёппена (1900–1937) в определенной мере был вызван доступностью и простотой исходных характеристик (месячных температур и сумм осадков), которые хотя и не определяли полностью границы ландшафта, но увязывались с ними гораздо лучше других более сложных характеристик.

В сельскохозяйственной классификации (районировании) Т. Г. Селянинова степень увлажнения определялась по отношению количества осадков к одной десятой суммы положительных температур вегетационного периода (гидротермический коэффициент). Эта характеристика не идеальна (в числителе и знаменателе стоят величины разной размерности), однако в большинстве случаев, кроме высокогорий, несмотря на простоту дает для оценки увлажнения неплохие результаты. Позднее М. И. Будыко показал, что на равнине суммы температур довольно тесно связаны с энергетической характеристикой – радиационным балансом деятельной поверхности, что определило успешность ее применений. Впрочем, связь эта не полная, в сухих районах рост температуры может сопровождаться уменьшением радиационного баланса.

В качестве примера противоположного характера можно привести классификацию климата Торнтвейта (1931). В ней температура и увлажнение определяются для каждого месяца в виде индексов, которые затем суммируются за год. Температурный индекс приблизительно пропорционален сумме температур и особых возражений не вызывает, а вот в индексе увлажнения испарение, точнее испаряемость, определялось по довольно сложной эмпирической формуле через осадки и температуру. Но испаряемость не всегда однозначно определяется температурой. Она более точно определяется радиационным балансом деятельной поверхности в основном теплой части года (т. е. преимущественно широтой места). Зоны увлажнения по этой формуле были подогнаны под условия Северной Америки, а поскольку соответствующие зоны Евразии лежат севернее, чем в Америке, то для Евразии эта формула преувеличивает площади сухих районов. Как и Кёппен, Торнтвейт учитывает еще сезонность осадков и температурных характеристик.

Таким образом, перспективность той или другой создаваемой классификации или районирования определяется следующими условиями: 1) четкой физической постановкой вопроса об области приме-

нения, целях и задачах классификации, 2) правильным выбором средств классификации в соответствии с современным состоянием науки и наличием информации, 3) увязкой предполагаемого подхода с эмпирическим материалом для характеристики климатически разнобразного района. Все это практически доступно только достаточно опытному квалифицированному исследователю.

6.2

Ботанические классификации

Первое районирование растительности на земном шаре в связи с климатом провел Гризехбах в 1872 г. На его карте, однако, еще почти нет попыток найти общее в растительности различных материков в пределах одной и той же широтной зоны. Юго-Восточная Азия, Африка и Южная Америка представлены разными областями, так же как и степные районы Евразии, Северной и Южной Америки и Австралии. Естественная географическая зональность растительности была подчеркнута и увязана с климатом в 1874 г. де Кондолем. Им выделено пять зон, которые в той или иной форме учитывались в последующих климатических классификациях и часто даже отражались в их названиях:

- 1) зона мегатермов – растений, требующих постоянно высокой температуры;
- 2) зона ксерофилов – растений, переносящих систематический недостаток влаги;
- 3) зона мезотермов – растений, требующих умеренной температуры (весь год);
- 4) зона микротермов – растений, требующих мало тепла (и в основном в летнее время);
- 5) зона хекистотермов – растений, переносящих в течение большей части года температуру ниже нуля.

Эта классификация в основном правильно, хотя и схематично, выделила климатическую поясность.

6.2.1

Классификация В. Кёппена

Принцип подхода де Кондоля был развит Кёппеном, разрабатывавшим и совершенствовавшим свою классификацию на протяжении ряда десятилетий (1900, 1918, 1923, 1931 и 1936). Если в первом варианте ботанический подход еще ярко виден, то в последних он стал климатическим, хотя и опиравшимся на связь с растительностью. Кёппен определил по простейшим метеорологическим показателям (в основном

месячному распределению температуры и осадков) границы ботанических зон и провинций, определяемых климатом, а в дальнейшем восстанавливал границы соответствующих климатов по этим метеорологическим показателям, не отступая от них, несмотря на отдельные невязки. Таким образом, подход Кёппена был объективным, но формальным. С одной стороны, при наличии метеорологической информации распределение климатов могло проверяться и уточняться любым исследователем, а с другой – из-за несовершенства исходных показателей границы климатов по Кёппену, конечно, не во всем сходились с фактическими границами растительности.

Средства классификации, выбранные Кёппеном, были наиболее доступны для исследования в любой части земного шара, так как месячные значения этих величин быстро публиковались по возникновению систематических наблюдений. Дополнительные материалы по режиму туманов (и отчасти гроз) использовались там, где они имелись, но в основные типы климата не вводились. На океанах дополнительно учитывалась сезонность преобладающих направлений ветра, информация о которой также была достаточно доступной. Это вместе со сравнительно хорошим согласованием климатов Кёппена с ландшафтными зонами обеспечило его системе широкое использование в различных частях земного шара, которое продолжается и до сих пор, причем ее стали применять и к отдельным годам, чтобы проследить, насколько устойчивы климатические показатели в том или другом районе в отдельные годы.

Кёппен отмечал, что деление на тропический, умеренный и полярный поясы имеет большое значение и связано с астрономическими границами. Из тех же соображений Кёппен в термических характеристиках климата мало использовал годовую температуру, а придавал решающее значение сезонным явлениям (наличие или отсутствие холодного и теплого времени года, годовой ход увлажнения), обуславливающим развитие органической жизни. Следуя де Кандоллю, Кёппен выделяет пять широтных климатических зон, обозначаемых заглавными буквами латинского алфавита

А – зона тропических дождей, не имеющая зимы;

В – две сухие зоны (по одной в каждом полушарии), охватывающие земной шар неполным кольцом. В зоне В было выделено две подзоны: BS – степная и BW – пустынная;

С – две умеренно теплые зоны без регулярного снежного покрова;

Д – зона бореального климата с резко выраженной зимой и летом;

Е – две полярные области снежного климата, подразделенные на подзоны: ET – климат тундры и EF – климат вечного мороза.

Термические границы указанных зон приняты следующими:

А – все месяцы года имеют температуру не ниже 18°C ;

С – температура самого холодного месяца ниже 18°C , но выше -3°C (в некоторых вариантах классификации, например 1918 г., выше -2°C), самого теплого – не ниже 10°C ;

Д – температура самого теплого месяца в тех же пределах, и самого холодного – ниже -3°C ;

Е – температура самого теплого месяца ниже 10°C , а для EF – ниже 0°C .

Дополнительно для зон С и Д были введены подразделения:

а – температура самого теплого месяца выше 22°C ,

б – температура самого теплого месяца ниже 22°C , но не менее четырех месяцев имеют температуру воздуха выше 10°C ,

с – лишь от 1 до 3 месяцев имеют температуру выше 10°C ,

д – температура самого холодного месяца ниже -38°C .

Последняя градация выпадает из общей системы, однако она выделяет область наиболее холодной зимы на северо-востоке Азии.

Для сухих зон эти буквы не применяются, вместо них используются сведения о жарких пустынях (средняя годовая температура больше 18°C) и холодных пустынях (средняя годовая температура ниже 18°C , с учетом других особенностей годового хода). Так, *h* соответствует жарким районам, а *k* – более холодным сухим районам. Это непоследовательно и менее удачно, чем для других зон. Имеются еще дополнительные буквы для обозначения особенностей годового хода температуры, например *n* – частые туманы, *m* – переходный климат.

Для характеристики увлажнения используется соотношение между годовой температурой (t_r , $^{\circ}\text{C}$) и осадками (r_r , см) с учетом сезонности увлажнения:

	BS	BW
При зимних осадках.....	$r_r < 2t_r$	$r_r < t_r$
При летних осадках.....	$t_r + 14 < r_r \leq 2(t_r + 14)$	$r_r < t_r + 14$
При равномерном увлажнении.....	$t_r + 7 < r_r \leq 2(t_r + 7)$	$r_r < t_r + 7$

(В классификации 1918 г. вместо $2(t_r + 14)$ и $2(t_r + 7)$ использовалось соотношение $2t_r + 14$ и $2t_r + 7$.)

Эти критерии не вполне удачны. Поскольку зимой испарение мало, а температура меняется в широких пределах, то годовая температура плохо согласуется с испарением, для этого (по Селянинову и Будыко) следовало бы использовать сумму положительных температур, примерно пропорциональную радиационному балансу деятельной поверх-

ности. Зато учет сезонности увлажнения — большая заслуга Кёппена. Время наступления сухости (в зонах А, С и D) выделяется буквами: w — зимняя сухость, s — летняя сухость, f — равномерное увлажнение.

Неиспользование основных термических показателей для детализации зоны В многими авторами считается непоследовательным. В частности, А. В. Вознесенский (1930) построил классификацию климатов СССР по Кёппену, но с применением к зоне В критерия, разделяющего зоны С и D. Однако хотя эта попытка была Кёппену известна, он ее в последнем варианте своей классификации (1936) не принял, оставаясь на позициях де Кандоля.

С учетом основных букв у Кёппена получалась следующая система климатов земного шара, увязанных с растительностью (рис. 6.1):

- 1) Af — климат тропических лесов,
- 2) Aw — климат саванн (климат Az противоречит годовому ходу атмосферной циркуляции и практически не встречается),
- 3) BS — климат степей,
- 4) BW — климат пустынь,
- 5) Cw — климат умеренно теплый с сухой зимой (в муссонных областях),

6) Cs — климат умеренно теплый с сухим летом (средиземноморский, или климат этезий),

7) Cf — климат умеренно теплый с равномерным увлажнением (на высокогорных плато климаты С заменяют климаты А),

8) Dw — климат бореальный с сухой зимой (в муссонных областях),

9) Df — климат бореальный с равномерным увлажнением.

Для климатов D существенно, что „a” и „b” дают климаты лиственных лесов, а „c” и „d” — климаты тайги. Климат Ds на равнине не встречается, так как леса не могут при холодной зиме переносить летнюю сухость, но встречаются на малых площадях в горах, где летом роши (например, орех в районе Гиссарского хребта) живут за счет подпитывания стоками с высокогорий.

10) ET — климат тундр,

11) EF — климат вечного мороза.

Кёппен не делает различий между климатами равнин и высокогорий, исходя из метеорологических показателей, поэтому во внутри-тропической зоне климаты А сменяются с высотой климатами С, ET и EF, а в Тибете выделяется иногда климат EB — сухой тундрообразный (1928). Но следует помнить, что световой климат, а с ним и сезонность в низких широтах не аналогична широтным поясам.

Некоторые климаты — BS, BW, Cw, Df, Dw — свойственны преимущественно суше, хотя выходят и в океан (например, сухие климаты в

пассатной зоне). Наибольшие площади на суше занимают Df, BS и BW.

На океане очень большие площади занимают Af, Cf, ET, Aw. В целом для земного шара климаты занимают следующие доли его площади: Af – 23,0 %, Aw – 13,1 %, BS – 6,7 %, BW – 3,9 %, Cw – 2,5 %, Cs – 2,6 %, Cf – 22,1 %, Df – 5,8 %, Dw – 1,5 %, ET – 13,4 %, EF – 5,4 %.

Не все климатические классификации придерживаются жестких климатических границ по метеорологическим показателям. Например, Мартонн, работавший почти одновременно с Кёппеном, хотя и использовал количественные показатели, однако подгонять к ним границы растительности не считал обязательным, учитывая, что принятые классификационные характеристики не исчерпывают климат в целом. Из других особенностей классификации Кёппена отметим явное выделение муссонных климатов, что не соответствует ботаническому принципу районирования. По полноте разработки и описанию типов климата эта классификация наиболее подробна и с этой стороны одна из лучших, однако допущение расхождения границ с количественными метеорологическими показателями снижает степень ее объективности.

6.2.2

Ландшафтно-ботаническая классификация Л. С. Берга

Эта классификация создана для районирования ландшафтных зон, но преимущественно опирается на распределение растительности. Она имеет синтетический характер. Увязывая ландшафт с метеорологическими условиями, Берг для климатов (особенно) равнины использовал также количественные характеристики границ. Некоторые из них были заимствованы у Кёппена или других авторов, причем если в том или ином районе с границами зон лучше увязывались характеристики, найденные другими авторами, он использовал их для уточнения. Так, для северной границы леса в Евразии Берг использовал критерий А. А. Каминского (относительная влажность в 13 ч самого теплого месяца года в среднем не меньше 70 %). Использовались его критерии где возможно и для определения границ более южных зон, которые мы при изложении системы климатов по Бергу будем давать в скобках.

Наиболее существенные отличия этой системы от классификации Кёппена связаны с ландшафтным подходом и сводятся к следующим:

- 1) Если у Кёппена зоны С (субтропической) определяются чаще всего зимними условиями, то Берг объединил лесную зону Западной Европы с лесной зоной Восточной Европы и Азии, так как при наличии достаточно теплого увлажненного лета лес остается лесом – меняется лишь состав пород.

- 2) Берг выделяет также муссонный климат умеренных широт. Он у него то является подзоной в климате лиственных лесов, то самостоя-

тельным климатом. В субтропической зоне муссонный климат не выделяется, так как зимняя сухость из-за малого испарения не мешает произрастанию субтропических лесов.

3) Наконец, разделены климаты низин и высокогорных плато, где сохраняется общность световых и отчасти радиационных условий, но создаются большие различия температур с климатами низин, приводящие к смене ландшафтов.

Л. С. Берг допускает расхождение метеорологических показателей и фактических границ ландшафтов, когда это вызвано их консервативностью при изменениях климата (леса распространяются в таких случаях по территории многие сотни или даже тысячи лет, а почвы трансформируются несколько тысячелетий). При этом проводятся современные границы климатов по метеорологическим, а не ландшафтным признакам.

Перечислим основные типы климатов низин и высокогорий с метеорологическими критериями их границ.

Климаты низин

1) Климат тундры. Средняя температура самого теплого месяца не выше $10-12^{\circ}\text{C}$ (относительная влажность в 13 ч выше 70 %), но выше 0°C . Имеется два подтипа: а) тундра северного полушария (материкового типа) и б) тундра южного полушария (океаническая).

2) Климат тайги или сибирский. Температура июля $10-20^{\circ}\text{C}$, годовая амплитуда не менее 10°C , осадков 300–600 мм (относительная влажность в 13 ч самого теплого месяца 50–70 %). Подтипы: а) западный с облачной и снежной зимой; б) восточно-сибирский с ясной, сухой очень холодной зимой.

3) Климат лесов умеренной зоны, или климат дуба. Температура четырех месяцев теплого времени года $10-22^{\circ}\text{C}$. Преобладают летние осадки. Леса от вечно зеленых, а также бука, дуба и др. в морских вариантах этого климата до березовых колков и степных участков в Сибири. Сюда же относится и лесостепь.

4) Муссонный климат умеренных широт (особая разновидность предыдущего с ясной холодной сухой зимой, увлажненным летом и сезонной сменой ветров).

5) Климат степей. Лето теплое или жаркое, максимум осадков приходится на лето. Разновидности: а) климат степей с прохладными зимами (относительная влажность в 13 ч в июле и августе 35–45 %), осадков 200–450 мм, суховей (степи умеренного пояса); б) климат

степей с теплыми зимами (степи субтропические и тропические).

6) Климат средиземноморский. Район субтропиков. Лето жаркое, сухое, зима теплая влажная, осадки выпадают осенью, зимой и весной. Разновидности: а) климат этезий, б) климат субтропических степей, в) средиземноморский климат с прохладным летом.

7) Климат зоны субтропических лесов. Самый холодный месяц выше 2 °С. Лето жаркое, богатое осадками, зимой осадков сравнительно мало.

8) Климат внутриматериковых пустынь (умеренного пояса). Осадков мало во все сезоны (менее 300 мм), но особенно летом. Зима прохладная, температура самого холодного месяца обычно ниже 2 °С, выпадает, хотя и на короткое время, снег. Особая разновидность — пустынный климат Патагонии со сравнительно прохладным летом.

9) Климат субтропических пустынь (областей пассатов), осадков очень мало (особенно летом). Лето жаркое, бездождное, зима тоже жаркая или теплая (температура самого холодного месяца не ниже 10 °С). Суточная амплитуда температуры воздуха очень велика. Особая разновидность — климат пустынных побережий Перу и севера Чили и западного побережья Южной Африки на севере до 18° ю. ш. Эти пустыни располагаются по соседству со сравнительно холодным океаном (из-за поднимающейся с глубин холодной воды, а часто и холодных течений). Частые туманы (особенно зимой). Туман („гаруа“) состоит из капелек, но воздух между ними не насыщен влагой. Конденсируется над морем при ночном бризе и выносится на сушу с дневным.

Далее следуют тропические климаты. Их общая характеристика: годовая амплитуда температуры воздуха мала, она нередко меньше суточной или вообще ничтожна, годовой ход температуры зависит главным образом от распределения облачности или осадков. Над экватором обычно два максимума температуры, весной и осенью, когда солнце бывает в зените. Над тропическими океанами (но не ближе 5° к экватору) иногда проходят тропические циклоны (ураганы, тайфуны). Выделяются климаты:

10) Климат саванн, или тропического лесостепья. Температура самого холодного месяца выше 18 °С. Дождей много, но не больше 200–250 см в год; имеется явно выраженный сухой период, приходящийся на зиму и весну соответствующего полушария, местами типично развиты муссоны.

11) Климат влажных тропических лесов. Дождей много, не менее 150 см в год, сухого периода или совсем нет, или если он есть, то настолько непродолжителен, что не мешает произрастанию влаголюбивой тропической растительности. Температура самого холодного

месяца не ниже 18°C , годовая амплитуда мала, от 1 до 6°C . Погода отличается большим постоянством изо дня в день.

Климаты высоких плато

К высоким плато отнесены плоские возвышенности, достигающие примерно 1000 м абсолютной высоты. У климатов этих областей имеется сходство с климатами низин, но только в условиях возвышенности. Для климатов высокогорий характерны большие суточные амплитуды температуры. Здесь можно отметить следующие главные типы климата:

- 1) тип полярных ледяных плато, по средним месячным – вечный мороз;
- 2) тип высоких степей и полупустынь умеренного пояса;
- 3) тип пустынь умеренных широт;
- 4) тип тибетский. Лето прохладное, большие годовая и суточная амплитуды;
- 5) тип субтропических степей, или иранский;
- 6) тип тропических плато, или высоких саванн. Годовая амплитуда мала, максимум дождей во вторую половину лета, зимой и часть весной сухой период.

Как мы видим, для климатов высоких плато количественных характеристик почти не дается (кроме 1 и 6). На карте климатов климаты плато присоединяются к климатам низин (кроме 1). Характерно, что почти все эти климаты сухи (кроме 1 и 6). Так проявляется влияние рельефа, когда площадь поднятия достаточно велика. С сухостью этих климатов, а не непосредственно с высотой связана и большая годовая амплитуда, как показала З. А. Мищенко. В одинаковых условиях рельефа суточная амплитуда температуры с высотой уменьшается.

В целом классификация климатов по Л. С. Бергу лучше увязывается с ландшафтными зонами, чем классификация Кёппена, хотя средства, использованные для классификации, в основном те же, температура и осадки (иногда относительная влажность), но с учетом влияния их на растительные зоны и особые черты климата, возникающие на высоких плато.

6.3

Гидрологические классификации климата

В своей классификации А. И. Воейков (1884) исходил из того, что реки есть продукт климата. Это наиболее четко проявляется на реках средней величины, так как большие реки протекают обычно через

несколько климатических зон и влияние на них различных климатов смешивается или реки существуют наперекор климату, беря начало в других климатических условиях. Так, нижнее течение Нила и Колорадо или среднее течение Нигера, низовья Волги, Сырдарьи и Амударьи проходят через пустыню. Наоборот, малые реки испытывают большое влияние местных условий в их бассейне: геоморфологических, грунтовых и т. п., создающих у них ряд особенностей. Все же в масштабе земного шара и крупных его частей реки подчиняются географической зональности. Большинство типов рек, о которых пойдет речь, может быть легко сопоставлено с ландшафтно-ботаническими зонами, но есть и типы рек со специфическими особенностями, а некоторые типы климата в классификации рек Воейкова не представлены, хотя они (например, для экваториальной зоны) должны были бы там найти отражение.

Тип А — реки, получающие воду от таяния снега на равнинах и на невысоких горах (до 1000 м). В чистом виде этот тип не встречается. Ближе всего к нему подходят реки севера Сибири и севера Америки (в тундровой зоне), где снежный покров держится 8–10 мес и большую часть вод реки получают от таяния снега.

Тип В — реки, получающие воду от таяния снега в горах. В чистом виде этот тип тоже не встречается, но приближенными к нему являются реки, берущие начало в высоких горах, а ниже протекающие через пустыню (Сырдарья, Тарим, Инд в верхнем их течении, реки Центральной Азии). Половодье на них случается летом. В ландшафтные классификации они не входят, так как возникают на границах весьма разных климатов, растительность и почва в их поймах азональна (тугайная растительность). Такие условия учтены в ландшафтно-почвенной классификации В. В. Докучаева (1897). За счет рек этого типа осуществляется хозяйственная деятельность в аридных областях.

Тип С — реки, получающие воду от дождей и имеющие половодье в летнее время. Этот тип рек соответствует муссонным областям тропических и умеренных широт (Амазонка, Конго, Ориноко, Ганг, Брахмапутра, реки Дальнего Востока нашей страны), по Кёппену климаты Aw, Sw, Dw.

Тип D — реки, у которых половодье происходит вследствие таяния снега весной или в начале лета, причем, однако, значительная часть воды доставляется дождями. К этому типу относятся реки значительной части нашей страны (Восточно-Европейской равнины, Западно-Сибирской низменности), а также бассейн Одера, реки Скандинавии, северной части США и южной части Канады. Тип D соответствует климату Df Кёппена и северной части степной зоны.

Тип Е – вода в реки доставляется дождями. Уровень их выше в холодные месяцы, но правильное периодическое изменение невелико. Этот тип преобладает на равнинных реках Центральной и Западной Европы (и в Англии, кроме северо-западной ее части). В основном соответствует климату Cf Кёппена.

Тип F – вода в реки доставляется дождями, уровень их выше в холодное время, чем летом, и разница значительна (реки юга Европы и более дождливых частей Ирана, Малой Азии, северного берега Африки от Марокко до Туниса, Калифорнии, Чили, западной части Австралии). Соответствуют средиземноморскому типу климата (климат Cs по Кёппену).

Тип G – отсутствие рек и вообще постоянных водотоков вследствие сухости климата. Соответствует климату пустынь (как тропического, так и умеренного пояса – BW по Кёппену).

Тип H – реки имеют воду в короткий дождливый период и некоторое время после него, а в остальное время пересыхают или превращаются в лужи с подземными течениями между ними (сухие степи, полупустыни вблизи границы между BS и BW по Кёппену), в СССР степная часть Крыма, степи по нижнему течению Куры и Аракса.

Тип J – отсутствие рек вследствие того, что они сплошь покрыты снегом и ледниками. Реки заменяются ледниками с их подледниковыми водотоками. Они выносят избыток осадков над испарением к морю или в более низкие долины. Соответствует климату вечного мороза (EF по Кёппену). Встречается на больших площадях в Гренландии и Антарктиде.

Таким образом, большинство типов рек соответствует ландшафтно-ботаническим условиям, за исключением тех, которые текут через резкие климатические границы.

Попытка построить классификацию климатов на гидрологических показателях, предпринятая Пенком (1910), не увенчалась успехом из-за отсутствия в то время фактических данных об испарении (испаряемости) и режиме рек в условиях вечной мерзлоты. Тем не менее в его схеме обращается внимание на некоторые стороны климата, не учитывавшиеся в других классификациях. Он выделяет три основных типа климата.

А – влажные климаты: осадки превышают испарение. Избыток воды стекает по рекам. Подтипы: 1) полярный, 2) фреатический. В полярном из-за вечной мерзлоты сток поверхностный, а грунтовых вод

нет, во фреатическом в числе источников питания рек имеются и грунтовые воды. Подразделяется на: а) очень влажный – с ровным выпадением осадков, б) полувлажный – смена больших осадков сухостью по времени года и в) полувлажный – со снежным покровом зимой, прекращающим просачивание воды в глубину, но мощно намачивающим почву при таянии и создающим весеннее половодье.

В – сухие климаты: испарение поглощает все выпадающие осадки и может поглотить больше наличного их количества. Реки истощаются, не доходя до устья. Подтипы: 1) полужасушливый, 2) засушливый.

В полужасушливом климате летом сухость прерывается выпадением ливней, стекающих, не пропитывая почву влагой, но образующих на почве корку. Интенсивная ливневая деятельность в полужасушливых климатах в других классификациях не отмечалась. В засушливых климатах почвы остаются сухими и корка на их поверхности не образуется.

С – климаты снегов. Осадки (в виде снега) превышают испарение (испаряемость). Избыток влаги выносится ледниками. Различаются подтипы: 1) полуснежный, 2) вполне снежный. В первом подтипе выпадение снега иногда сменяется выпадением жидких осадков, во втором все осадки выпадают в виде снега. Это деление также интересно: первый подтип часто встречается в высокогорье и низких частях полярных ледниковых куполов, второй соответствует центральным частям Антарктиды и Гренландии.

Дальнейшее развитие гидрологических классификаций пошло по линии количественного уточнения источников питания рек (М. И. Львович, 1930, 1945), или детализации уровня режима рек (Б. Д. Зайков 1946) и только после разработки М. И. Будыко методов косвенного расчета радиационного баланса на деятельной поверхности и испаряемости (1946–1957) появились климатические классификации на гидрологической основе, использующие более современные методы количественной оценки климата (П. С. Кузин, 1960 и др.).

6.4

Почвенные классификации климата

Создание почвенных классификаций связано с именем В. В. Докучаева. Уже в 1897 г. им была дана классификация почв (с учетом зональных и аazonальных их разновидностей) в связи с факторами, их формирующими (климат настоящего и геологического прошлого, формирующие грунты, процессы выветривания, частично рельеф, передвижение растворов в почве и другие особенности почвообразования, а также растительность и фауна). По существу это была первая генетическая классификация ландшафтов. В 1900 г. Докучаев сузил

подход, оставив только зональные факторы, определяющие формирование почвы. При этом практически выпали гидрологические факторы и сузилась (по-видимому, даже чрезмерно) характеристика фауны.

При характеристике климата были использованы некоторые ранее неучитываемые в классификации характеристики (соотношение осадков и испаряемости, туманы в тундровой зоне, слабое промерзание почвы под снегом в зоне подзолистых почв, и др.). Хотя многие количественные характеристики климата устарели, да и типы почвы из-за отсутствия информации в то время оказались неполными, этот подход был очень важен, и в сокращенном виде таблицу Докучаева мы приводим (табл. 6.1). Его подход настолько обогнал науку того

Природные зоны северного полушария.

Зоны и типы почв	Основные черты процессов выветривания	Преобладающие грунты (подпочвы)
I. Бореальная зона. Почвы тундры (бурые)	Выветривание, в частности выщелачивание, очень слабое, значительная аккумуляция грубого и кислого гумуса, особенно в травянистом горизонте. Грунты с вечной мерзлотой с глубины 0,5–1 м	Послетретичные моренные и морские отложения
II. Лесная северная зона. Почвы светло-бурые подзолистые	Выветривание, особенно выщелачивание, достигает максимума, завершение процесса образования подзолов (образование почвы и ее разложение происходит одновременно). В грунтах аккумулируется железо, а хлориды, сульфаты, карбонаты и другие легкорастворимые соли выносятся из горизонта С, структура почвы пепелистая, мучнистая	Моренные отложения грубые, маломощные
III. Лесостепная зона. Серые почвы	Процессы образования почв носят переходный характер; горизонт В имеет оригинальную ореховатую структуру и серо-подзолистый цвет	Моренные отложения более выветрившиеся, слабо лёссовидные
IV. Степная зона. Черноземы	Значительная аккумуляция нейтрального и малорастворимого гумуса. Выщелачивание слабее, чем в тайге. Разложение	

времени, что классификация была практически забыта и ее полностью оценили в географии лишь в конце 1920-х гг., а в климатологии еще позже.

Связь почвы с климатом отмечалась и другими авторами. Некоторые из них, как, например, Б. Б. Польшов (1915), Р. Ланг (1920), К. Торн-твейт (1948) и др. строили диаграммы зависимости типов почв от средних годовых температур и осадков или других характеристик температурного режима и увлажнения. Об учете типов почв в классификациях А. А. Каминского и Л. С. Берга уже было сказано раньше. С климатом больше всего оказываются связанными процессы выветривания, а также передвижение почвенных растворов. Большую роль в формировании почвы также играют растительность и другие биологические объекты. Схема широтной геохимической зональности была дана А. Я. Ферсманом (1934), в общем также согласующаяся с работами

Таблица 6.1

По В. В. Докучаеву (1900) (полуживых сокращения)

Климат	Растительность	Фауна	Рельеф
Холодный период охватывает 3/4 года. Осадков меньше 400 мм. Испарение минимальное, морозы -40° ниже нуля, зима малоснежная, лето туманное	Травянистая растительность с системой слабо-развитых корней; преобладают мхи и лишайники	Животные не оказывают влияния на образование почв	Полярные равнины
Холодный период занимает 2/3 года. Осадков 500—600 мм. Испарение 300—400 мм. Снег покрывает сплошным покровом незамерзшую лесную почву	Тайга из хвойных или смешанных лесов с маленьким подлеском и бедной травянистой растительностью	Кроты, червяки, насекомые и т. д.	Моренный ландшафт (пейзаж)
Переход между II и IV зонами	Лиственные леса с хорошо развитым подлеском и богатой травянистой растительностью, перемежающиеся островами степи	Переход между II и IV зонами	Переход от II к IV зоне
Климат континентальный, зима иногда малоснежная охватывает от 1/8 до 1/2	Преимущественно злаки с хорошо развитой корневой системой, на цели-	Сурки, сибирские сурки, тулукан	Степи, луга, и холмистые плато, особенно на высо-

Зоны и типы почв	Основные черты процессов выветривания	Преобладающие грунты (подпочвы)
IV. Степная зона. Черноземы	силиконов заканчивается образованием цеолитов. Железо полностью остается в почве. В грунте аккумулируются карбо- наты; сульфаты и хлориды выносятся из горизонта С. Структура почвы гранулез- ная	
V. Зоны сухих степей. Почвы каштановые бурые	Выщелачивание, образование цеолитов и аккумуляция нейтрального гумуса становятся слабее, в грунте аккумули- руются не только карбонаты, но и суль- фаты. Выносятся только хлориды и им подобные соли. Структура почвы плот- нее, чем на черноземе	Известковистые и гипсовосные глины и солончатые, кас- пийские отложения
VI. Азральные зоны пустынь. Почвы желтые и белые	Преобладает подтягивание солей к по- верхности; обогащение почв солями; аккумуляция карбонатов, сульфитов и хлоридов. Структура почвы плотная, не- смотря на мучнистый характер ее частиц. Бедность растительности, чрезвычайная сухость воздуха и почвы способствуют почти полному исчезновению гумуса. Содержание цеолитов в почве и в грунте почти одинаково	Золотой лёсс. Дюны, каменные продукты выветривания древних пород
VII. Субтропическая зона. Латеритные красные почвы	Выветривание и выщелачивание еще сильнее, чем в тайге. Поэтому в почве и грунте нет сульфатов, хлоридов и даже карбонатов, тем не менее благодаря про- цессу окисления в почвах аккумулиру- ется окись железа. Гумус почти нацело сожжен	Скальные, древние породы

Докучаева. В последние десятилетия выявилось, что подзолообразовательный процесс требует сравнительно мягкой зимы со слабым промерзанием почвы (о чем также говорил Докучаев). В суровых мало-снежных условиях Восточной Сибири подзолообразовательный процесс оказывается подавленным из-за гибели необходимой для него бактериальной флоры.

Из классификаций почв, учитывающих количественные характеристики климата, остановимся еще на классификации В. Р. Волобуева (1953), которая продолжает развиваться до настоящего времени и

Климат	Растительность	Фауна	Рельеф
года, осадков 400–500 мм, испарение примерно такое же, ветры довольно сильные	не часто образуется плотная дернина	чихи, мыши, червяки, насекомые и т.д.	ких горах
Переход между IV и VI зонами	Редкие, невысокие травы серого цвета, отсутствие дернины, полочки и др.	Переход между IV и VI зонами	Переход
Климат резко континентальный и чрезвычайно сухой. Лето занимает 3/4–4/5 года. Осадков 100–200 мм. Испарение (испаряемость) в 5 раз сильнее. Снега почти нет. Ветры жгучие и сухие	Чрезвычайно бедная растительность или полное ее отсутствие. Наиболее жесткие и колючие кустарники с очень развитыми корнями. Травы – типа „солянок“	Ящерицы, змеи, пауки, тарантулы, скорпионы, муравьи и т. д.	Большой частью пустынные равнины и такие же горные плато
Климат резко морской и влажный, осадков свыше 2000 мм. Почти вечное лето. Много озона и азотной кислоты в воздухе	Лиственные, часто вечнозеленые леса. Подлесок с лианами, эпифитами, папоротниками. Богатая лесная подстилка	То же и червяки	Холмы и горы с мягкими склонами

начинает использовать теперь современные теплобалансовые характеристики. В 1953 г. классификация учитывала только среднегодовую температуру и осадки. Годовая температура, как уже говорилось, плохо увязывается с ландшафтом, однако для почв, в глубине которых годовой ход температур сглаживается, этот недостаток менее заметен, чем для растительности.

За основу классификации Волобуев взял среднегодовые температуры и осадки, однако из расположения различных типов почв на диаграмме, построенной по этим аргументам, оказалось, что для харак-

теристики увлажнения выгоднее брать соотношение между годовой температурой и логарифмом количества осадков в слое так называемого гидрофактора:

$$Hf = 43,2 \lg r_t - t_t, \quad (6.1)$$

где t_t — средняя годовая температура, r_t — годовое количество осадков.

В соответствии с этой формулой по значениям были выделены терморяды: I — арктический ($t_t < -13^\circ\text{C}$), II — субарктический ($-13^\circ\text{C} < t_t < -8^\circ\text{C}$), III — умеренно холодный ($-8^\circ\text{C} < t_t < 0^\circ\text{C}$), IV — умеренный ($0^\circ\text{C} < t_t < 7^\circ\text{C}$), V — умеренно теплый ($7^\circ\text{C} < t_t < 13^\circ\text{C}$), VI — субтропический ($13^\circ\text{C} < t_t < 20^\circ\text{C}$), VII — тропический ($t_t > 20^\circ\text{C}$). Для всех терморядов с ростом r_t растет и температурная граница в пределах 1°C .

По увлажнению выделены гидроряды: A — пустынный ($Hf < 71$), B — сероземный ($78 < Hf < 88$), C — каштановый ($93 < Hf < 100$), D — черноземный ($104 < Hf < 110$), E — подзолистый ($111 < Hf < 120$), F — глеево-подзолистый ($Hf > 132$).

Границы гидрорядов не соприкасаются, выделяя как бы зоны неопределенности из-за неполного соответствия почвообразования климату в использованных его характеристиках (рис. 6.2 и 6.3). В. Р. Волбуев построил по своим показателям расчетную карту почв земного шара и сравнил ее с фактической, показав, что между ними имеется удовлетворительное соответствие.

Из многочисленных классификаций климата в связи с сельским хозяйством рассмотрим сельскохозяйственное районирование (классификация климата) Т. Г. Селянинова (1937–1966). Казалось бы, сельскохозяйственные районирования должны быть близки к ландшафтным, так как сельскохозяйственная растительность должна подчиняться тем же закономерностям, что и естественная, а также зависеть от почвы. В действительности это далеко не так, что можно показать и на примере классификации Селянинова. Дело в том, что земледелец создает условия для произрастания сельскохозяйственных культур, существенно отличающиеся от условий естественной растительности. Обработка почвы устраняет конкуренцию с сорняками, хранение урожая ослабляет зависимость от зимних морозов, недостаток питательных веществ в почве компенсируется удобрениями и т. п. Остаются четыре существенных фактора: 1) продолжительность светового дня, 2) приток радиации, 3) уровень температуры и продолжительность

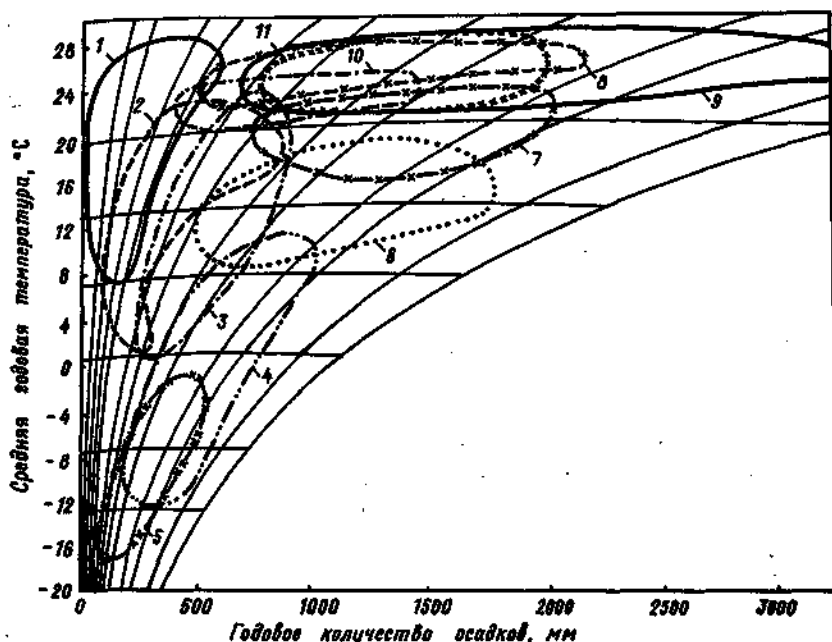


Рис. 6.2. Почвенно-климатические ареалы основных почвенных типов, представленных на почвенной карте мира (из БСАМ).

1 — сероземы и почвы пустынь; 2 — каштановые почвы; 3 — черноземы; 4 — псудролистые почвы; 5 — тундровые почвы; 6 — бурые лесные; 7 — красноземы и желтоземы субтропиков; 8 — латериты; 9 — красноземы, большей частью оподзоленные; 10 — слабо выщелоченные почвы сухих лесов; 11 — красно-бурые почвы саванны.

вегетационного периода, 4) степень и сезонность увлажнения. И то неблагоприятные условия увлажнения преодолеваются осушением или искусственным орошением почв, а низкие температуры земледелием в закрытом грунте. Первые два из перечисленных выше факторов в какой-то мере определяются широтой места, остальные приходится восполнять метеорологическими показателями (у Селянинова это тоже в основном температура и осадки, только в виде характеристик, более приспособленных к потребностям сельскохозяйственных культур). Термических поясов у Селянинова пять (в последнем варианте четыре), поскольку полярный и арктический поясы объединены в один. Здесь излагается более старый вариант районирования без введения годотипов (1936).

1. Тропический пояс. Непрерывная вегетация растений в течение всего года при почти неизменной напряженности биологических про-

цессов, поскольку обеспеченность влагой достаточна. Средний из абсолютных минимумов температуры приблизительно выше 5°C . Температура самого холодного месяца $15-20^{\circ}\text{C}$. Годовая амплитуда приближается к 5°C . Характерно чередование сухих и дождливых периодов различной длительности и напряжения.

II. Субтропический пояс. Два вегетационных периода – летний и зимний (с разным набором культур). Температура самого холодного месяца выше 0°C при среднем из абсолютных минимумов выше -10°C , температура самого теплого месяца выше 20°C . Сумма положительных температур (по дням) за период, когда они выше 10°C .

III. Умеренный пояс. Один вегетационный период летом и мертвый нерабочий сезон зимой. Абсолютный безморозный период не менее 40–50 дней; температура самого теплого месяца выше 15°C . Устойчивый снежный покров, который в переходной к субтропикам зоне

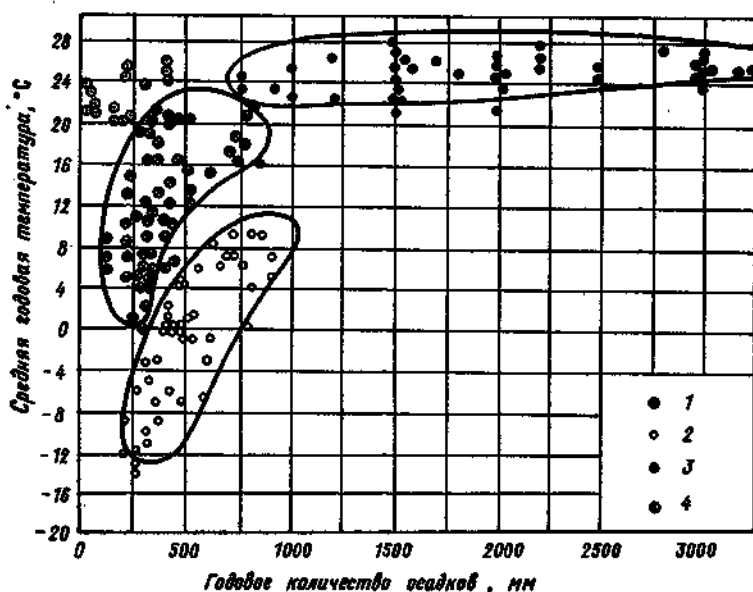


Рис. 6.3. Климатические отметки некоторых основных почвенных типов.

1 – каштановые почвы; 2 – подзолистые почвы, преимущественно хвойных лесов; 3 – красноземы, большей частью оподзоленные; 4 – пустынные почвы (Сахара).

может быть неясно выражен. Пояс аналогичен субальпийской зоне в горах.

IV. Полярный пояс. Сумма активных температур менее 1000 °С. Характерно непрерывное дневное освещение в наиболее теплые месяцы. Лесная растительность не имеет сплошного распространения.

V. Арктический пояс. Земледелие в открытом грунте невозможно, температура самого теплого месяца 0–5 °С. Пояс аналогичен альпийской зоне в горах. В последнем варианте районирование дополнено условиями зимовки сельскохозяйственных культур.

Для характеристики увлажнения используется гидротермический коэффициент (ГТК, баланс влаги), представляющий отношение количества осадков в миллиметрах к одвой десятой суммы температур. Краткое обоснование этой величины дано выше (см. конец п. 6.1), более подробно она будет рассмотрена ниже.

По обеспеченности осадками выделяется четыре зоны:

- 1) избыточно влажная зона, ГТК выше 1,5–2,0.
- 2) обеспеченная влагой зона, ГТК от 2,0 до 1,0.
- 3) зона сухого земледелия, ГТК менее 1,0.
- 4) зона ирригации, ГТК менее 0,5.

Отмечается подзона зимних осадков при сухом лете (средиземноморский тип климата, а в последнем варианте и противоположный ход увлажнения), подзона полупустынь и подзона абсолютной пустыни (по показателям засухливости 50 и 100 %).

Данная классификация сохраняет некоторую общность с ландшафтно-ботаническими по ходу увлажнения, но расходится с их границами по термическим характеристикам.

Упомянем еще о ландшафтно-климатической классификации Н. Н. Иванова (1948). В ней сделана попытка объединить ландшафтно-климатические и сельскохозяйственно-климатические показатели и использовать весьма детальную шкалу климатических показателей.

Выделено девять термических показателей по средней месячной температуре, ее годовому ходу, абсолютному минимуму, суммам температур, шесть градаций увлажнения, восемь типов годового хода увлажнения. На картах дополнительно проведены две изолинии по температурам самого теплого и две изолинии – самого холодного месяца года, не входящие в основную систему показателей. Получилась очень детальная схема, часть показателей которой имеют ландшафтное, часть сельскохозяйственное значение, но обзорность карт пострадала из-за обилия показателей. Для характеристики увлажнения Иванов использовал испаряемость с водоемов, что для суши вообще не вполне удачно. Испаряемость он пытался сначала опреде-

лить по дефициту влажности воздуха. Позднее это использовали еще некоторые авторы (Н. И. Колосков, Д. И. Шашко). Но испарение с водной поверхности или водоема пропорционально дефициту влажности при температуре этой поверхности, а не воздуха, и в сухих климатах дефицит влажности растет непропорционально испаряемости. Пытаясь это исправить, Иванов за показатель испаряемости за месяц (E мм) взял эмпирическую формулу

$$E_0 = 0,0018(25 + t)^2 (100 - h), \quad (6.2)$$

где t — средняя месячная температура воздуха, h — относительная влажность в процентах. Эта величина для средних условий пропорциональна дефициту влажности, а при большой сухости растет значительно медленнее, однако остается существенно больше энергетических ресурсов испарения не только суши, но и крупных водоемов и примерно соответствует испарению с небольших прудов, бассейнов, луж и т. п. Для обводнения населенных пунктов и пастбищ это, возможно, и имеет значение, но ландшафт уже не характеризует. Правда, А. М. Алпатьев успешно использовал формулу (6.2) для определения испарения с поливных участков.

6.5

Генетические классификации климата

Классификация по закономерностям формирования климата имеет назначение понять, как образуются климаты, и помочь найти общие черты в бесчисленных классификациях и районированиях. Что это возможно, можно судить по общности основных типов климата, сказывающихся на растительности, почвах, режимах рек, ландшафте в целом и даже на прикладных районированиях. Таких классификаций тоже немало. В основе их обычно лежит три возможных подхода.

1) За основу общности климатов и закономерности их различий берут атмосферную циркуляцию, характеризуемую теми или другими параметрами. Приток тепла учитывается косвенно, через широту и положение циркуляционных зон, деятельная поверхность учитывается по расположению материков и океанов, высоте местности, иногда расположению хребтов.

2) Классификация на основе закономерностей формирования теплового баланса. Непосредственно учитываются радиационные характеристики, с которыми довольно тесно связана и температура теплой части года. Циркуляционные факторы входят в классификацию кос-

венно, через количественные характеристики осадков и увлажнения и отчасти температуру, особенно зимнюю, косвенно учитываются через те же характеристики и рельеф.

Объединить эти два подхода пока по существу не удалось. Имеется еще одна попытка А. А. Григорьева (1946) создать классификацию, основанную на совместном рассмотрении направления радиационных потоков и вертикальных движений в атмосфере как местных, так и общециркуляционных. Однако количественные характеристики в классификации были слишком скудны (по интенсивности вертикальных движений до сих пор нет достаточно материала). Вызвала споры концепция о единстве физико-географического процесса и примененная терминология. Однако в будущем создание полной генетической классификации климата остается необходимым.

3) Подходы, основанные на эмпирическом учете количественных характеристик метеорологического режима в разных условиях деятельной поверхности, широко используются в микроклиматологии. Для характеристики же обширных территорий их приходится дополнять учетом радиации (через широты), расстояния от океанов (через долготу) и учетом некоторых особенностей атмосферной циркуляции. Последнее довольно условно. Хотя П. И. Колосков (1947) создал подобную классификацию для Казахстана, а точнее, систему расчетных характеристик для определения тех или иных величин (температуры воздуха, годового количества осадков, дефицита влажности) в каждом пункте, но четкий физический смысл эти характеристики имеют только для различий метеорологического режима внутри небольших территорий. Поэтому подробно этот подход в учебнике рассматриваться не будет.

6.5.1

Классификация, основанная на циркуляционных признаках

П. И. Броунов (1904–1928) попытался объяснить особенности климата распределением атмосферного давления за год. Выделяя для широтного хода вдоль каждой долготы минимальные и максимальные значения атмосферного давления, он нашел оси, разделяющие направления преобладающих ветров (особенно с западной и восточной составляющими) и выделил зоны для северного полушария:

1) арктическую, окружающую Северный полюс, область суровых северо-восточных ветров. Она простирается до оси полярного минимума;

2) умеренную с преобладающими западными и юго-западными ветрами и значительным количеством осадков в следе дождя или снега;

3) тропическую до северной границы полосы – экваториального

минимума;

4) экваториальную с обилием осадков, безветрием или слабыми переменными ветрами.

Второстепенные зоны.

1) Северная и южная границы полосы затропического максимума.

2) Часть околополярной зоны от оси полярного минимума до изотермы июля 10 °С.

Этот подход дал возможность выявить зональность направлений ветра, частично увлажнения – степи и пустыни лежат южнее затропического максимума. Однако как проводить границы – неясно. Включение же в классификационные характеристики температур свидетельствует о недостаточности барических признаков для объяснения ландшафтов.

Интересной стороной подхода Броунова были попытки объяснить преобладание горных районов вблизи или южнее оси затропического максимума слабостью эрозионных процессов из-за сухости климата. Сходство расположения геоморфологического пояса гор и пояса высокого давления действительно имеется, но оно скорее не причинно-следственное, а следствие влияния общей причины – напряжений в эллипсоиде под влиянием вращения Земли (М. В. Стопас).

А. А. Каминский (1932) попытался дополнить свою классификацию климатов по относительной влажности воздуха ветрораздельными линиями, которые использовались для отделения климата тайги от центральной лесной зоны СССР, ряда границ в Восточной Сибири и муссонных климатов Дальнего Востока (рис. 6.4). Он отмечал, что годовое атмосферное давление отражает в основном зимнюю картину, ландшафтные зоны умеренных широт определяются в основном условиями лета, ветрораздельные линии он использовал для теплой части года. Эта картина детальному анализу не подвергалась, и судить о степени удачности принятого Каминским подхода трудно.

Из совершенно других соображений, хотя и не без учета среднего барического поля, построил свою классификацию Б. П. Алисов (1936-1952). Он использовал для нее преобладание тех или иных зональных воздушных масс в различные сезоны, а границами климатов были взяты наиболее частые положения основных атмосферных фронтов. Количественных характеристик для положения этих фронтов не существует, так что они проведены ориентировочно по синоптическому опыту, как попытка их детализации для территории СССР. Кроме се-

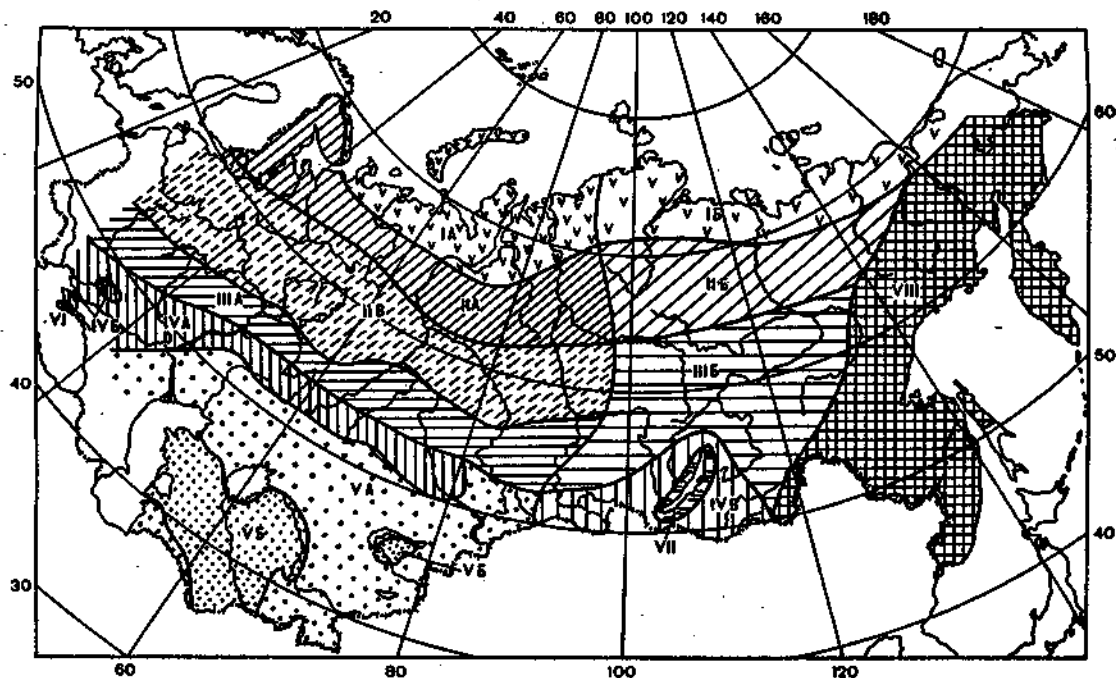


Рис. 6.4. Схематическая карта климатических областей СССР. По Косинскому.

IА — тундра западная, IБ — тундра восточная, IIА — тайга заболоченная, IIБ — тайга восточная, IIВ — центральная лесная зона, IIIА — лесостепь, IIIБ — полувлажная область, IVА — черноземная полоса, IVБ — каштановая степь, IVВ — сухая степь, VА — полупустыня, VБ — пустыня, VI — горы, VII — прибайкалье, VIII — область муссонов.

зонности условий циркуляции Алисов в каждой зоне выделил две разновидности: климат низин и климат высокогорий. Это дало ему основание надеяться на увязку циркуляционных границ с ландшафтными. В действительности дело получилось сложнее. Циркуляционные процессы определяют в низких широтах увлажнение, а термические условия там мало различаются, и поэтому границы климатов по Алисову довольно хорошо совпадают с ландшафтными зонами. В умеренных же широтах увлажнение также определяется атмосферной циркуляцией, хотя отнюдь не типом воздушной массы, особенно если одна и та же масса преобладает весь год. При определении климатических границ Алисовым учтено удаление различных частей материка от океана. Более же детально этот вопрос при классификации климатов земного шара не исследовался. Значительно хуже дело обстояло с термическими границами в теплую часть года, которая во внутритропической зоне сильно зависит от радиационных условий, т. е. практически от широты места.

Формальные границы распространения воздушных масс в условиях их непрерывной термической трансформации не всегда соответствуют ландшафтным границам. Что же касается побережий северных морей, то вообще не очевидно, что граница тундры является и границей распространения арктического воздуха, хотя воздух, приходящий с северных морей (всегда ли арктический), действительно в летних условиях быстро прогревается на материке, но вначале лишь в нижних слоях. Из-за неодинаковости направлений перемещения воздуха на разных высотах происходит своеобразное перемешивание по горизонтали, из-за чего в значительном по вертикали слое становится трудно определить даже тип воздушной массы. Перечисленные особенности хорошо видны табл. 6.2 и карты классификации климатов Алисова (рис. 6.5). Хотя для климатов умеренных широт Алисов уже дал широкий диапазон ландшафтов от полупустыни до лесов умеренного пояса, в действительности же в нём есть и пустыни (например, между северным Каспием и Аралом) и тундры (на севере Кольского полуострова), а температурные различия между севером и югом этой зоны настолько велики, что трудно найти область применения, в которой эти различия не были бы решающими.

Распространения арктического воздуха (AB) на континент не всегда является наибольшим зимой и наименьшим летом. Например, на европейской части СССР, в Западной Сибири и Казахстане условия

Таблица 6.2

Схема широтных поясов (зон) и типов климата. По Б. П. Алисову

1 — пояс преобладания экваториального воздуха (ЭВ)	2 — пояс экваториальных муссонов, или субэкваториальный	3 — пояс преобладания тропического воздуха (ТВ)	4 — пояс субтропический	5 — пояс преобладания воздуха умеренных широт (УВ)	6 — пояс субарктический (субантарктический)	7 — пояс арктического и антарктического воздуха (АВ)
1 — континентальный экваториальный. Ландшафт — влажный экваториальный лес	1 — континентальный муссонов. Ландшафт — саванна	1 — континентально-тропический. Ландшафт — тропическая пустыня	1 — континентальный субтропический. Ландшафт — субтропические пустыни и степи	1 — континентальный умеренных широт. Ландшафт — полупустыни, степи, леса умеренных широт	Континентальный субарктический. Ландшафт — тайга, лесотундра	1 — арктический. Ландшафт — полярная тундра, льды
2 — океанический экваториальный	2 — океанических муссонов	2 — океанический тропический	2 — океанический субтропический	2 — океанический умеренных широт	2 — океанический субарктический или субантарктический. Ландшафт — приморская тундра	2 — климат антарктический. Ландшафт — полярная тундра, льды
	3 — муссонов, западных берегов континентов. Ландшафт — саванна	3 — восточной периферии океанических антициклонов. Ландшафт побережий — влажные пустыни	3 — морской субтропический западных берегов континентов. Ландшафт — средиземноморский	3 — морской западных берегов. Ландшафты — луга, широколиственные леса		
	4 — муссонов восточных берегов континентов. Ландшафт — влажный экваториальный лес	4 — западной периферии океанических антициклонов. Ландшафт побережий — тропические леса	4 — муссонно-субтропический восточных берегов. Ландшафт — субтропические леса	4 — муссонный восточных берегов. Ландшафты — леса и степи умеренного пояса		

Примечание. В каждом типе климата могут наблюдаться основные разновидности: климат низменностей и климат высокогорий.

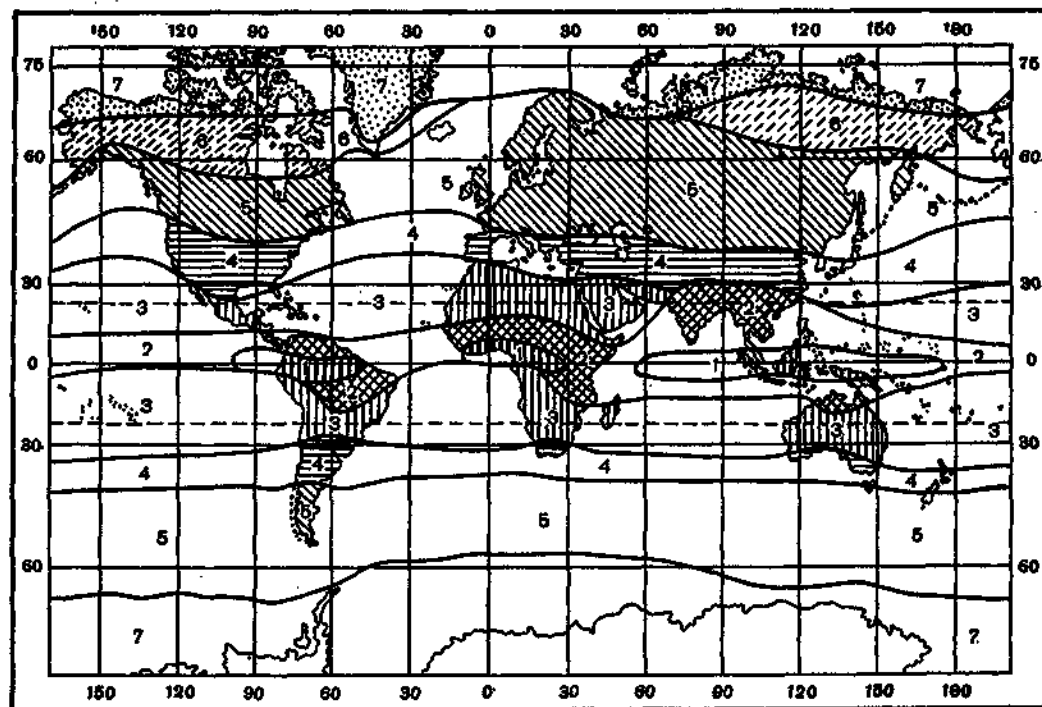


Рис. 6.5. Схематическая карта широтных климатических поясов. По Алисову.

1 — экваториальный, 2 — экваториальных муссонов, 3 — тропический, 4 — субтропический, 5 — умеренный, 6 — субарктический (субантарктический), 7 — арктический (антарктический).

для этого неблагоприятны не только летом из-за быстрой трансформации АВ, но и зимой из-за более высокого давления воздуха в среднем на континенте и более благоприятны в переходные сезоны, с чем связано распространение адвективных заморозков в глубь континента и в довольно низкие широты. В то же время система климатов Алисова при ее детализации позволяет показать важные циркуляционные процессы в разных климатических зонах. Так, например, в умеренных широтах циркуляционные факторы определяют в основном температуру холодной, а не теплой части года, ландшафтные же особенности здесь определяются в основном температурой лета. С этим связано то обстоятельство, что когда А. А. Борисов (1970) попытался положить на карту климатов Берга для СССР некоторые циркуляционные характеристики, они рассекли эту карту меридиональными границами. Следовательно, увязка ландшафтных условий с циркуляционными в умеренных широтах не так проста, и она потребует учета не только направления потоков тепла и влаги, но и количественной характеристики факторов осадкообразования, чего пока еще не сделано.

Дадим краткий обзор системы климатов Алисова, представленной в табл. 6.2. В системе имеется четыре зоны, где, несмотря на сезонные сдвиги циркуляции, весь год преобладает какая-то одна воздушная масса (ЭВ, ТВ, УВ, АВ), и три зоны, где из-за сезонной миграции летом преобладают воздушные массы более низких, а зимой более высоких широт. Зоны 1, 3, 6 проявляются не на всех меридианах, первые две из-за больших сдвигов циркуляции по сезонам, последняя, наоборот, из-за отсутствия в некоторых районах существенного сезонного сдвига границ воздушных масс.

Во внутритропической зоне погода или весь год мало меняется (климат ЭВ, климат ТВ) или меняется по сезонам (климат экваториальных муссонов, в котором изменяются от зимы к лету направление ветра и увлажнение. Правда, на континентах с увеличением широты заметно возрастает годовой ход температуры, а далее 5° от экватора, преимущественно вблизи восточной части материков, проходят тропические циклоны, приносящие иногда ураганные ветры.

Летом развивается муссон, связанный с субтропическими антициклонами противоположного полушария и западными ветрами, которые формируются у экватора (с последними связан перенос более 2/3 всей влаги). Поскольку ветры у экватора слабы, воздух южного полушария в это время года более холодный и, как показали аэрологические наблюдения в южной Индии, влаги в нем меньше, чем в континентальном воздухе, однако из-за термической неустойчивости он дает все же обильные осадки. На восточные берега они приходят со стороны суши, поэтому не всегда достаточно влажны. Таким образом, здесь

увлажнение получается в течение года относительно равномерным и тропические леса развиваются до пассатной зоны включительно.

Начиная с субтропической зоны климат и погода уже существенно различаются.

Четыре зоны (с субэкваториальной по зоне умеренных широт) подразделяются на четыре климата: континентальный, морской и два переходных в западной и восточной частях континентов. Последние на западе и востоке материка сильно различаются, что создает совершенно различные ландшафты. Западные берега континентов наиболее подвержены влиянию общей циркуляции атмосферы, проявляющейся здесь наиболее просто. В субэкваториальной полосе здесь очень влажное лето и сухая зима, в тропической круглый год с континента дует пассат, несущий бездожде (из-за низкого положения пассатной инверсии, а на высоких берегах и из-за нисходящих потоков в подветренной части возвышенности). В бризовой полосе, сильно развитой, днем пассат перебивается бризом, несущим с холодного моря (у берегов проходят холодные течения) влажный, относительно холодный воздух и кое-где туманы (гаруа), создающие ландшафт влажных прибрежных пустынь. В субтропической зоне летом, подверженной влиянию пассатных антициклонов, в это время сухо, зимой развивается циркуляция умеренных широт и циклоническая деятельность, несущие увлажнение при достаточно еще высоком уровне температуры, допускающем вегетацию растений. Здесь формируются так называемые „средиземноморские климаты“. Правда, в районах, близких к горам (особенно в их наветренной части), летняя сухость ослабевает, а на северной границе зоны даже формируется вторичный максимум осадков.

В умеренных широтах западные районы подвержены влиянию ветров с океанов, создающих большое увлажнение круглый год. Восточные берега подвержены действию муссонов, в формировании которых общециркуляционные механизмы испытывают влияние большой амплитуды сезонных миграций океанических антициклонов обоих полушарий, а также (особенно в более высоких широтах) и различий в температуре океана и суши. По этой причине летом из внутритропической зоны сюда приходят пассаты, сформировавшиеся над западной частью океана и утратившие составляющую в сторону экватора. Пассатные инверсии здесь расположены высоко, и пассаты несут увлажнение, особенно на гористых берегах.

В субтропической зоне потоки с океана приходят по западной периферии субтропического антициклона летом, создавая обильное увлажнение, зимой же господствует ветер с материка, но циркуляция умеренных широт не способствует здесь полной сухости.

В климате умеренных широт летние условия аналогичны предыдущей зоне, зимой же сюда попадает очень холодный воздух с материка в антициклоническом режиме, что создает холод и сухость, однако по морям в это время проходят циклоны, задевающие выступающие в море части материка, острова и пр. Поэтому климаты Японии, Кореи, Сахалина, Камчатки имеют не только летнее, но и большое зимнее увлажнение.

Большая роль в формировании различий между западными и восточными частями материков принадлежит субтропическим антициклонам. Это отражено и в таблице для субтропической зоны, где вместо восточной и западной окраин материка отмечаются западная и восточная периферии антициклонов. Нарушение системы терминов указывает на то, что соответствующие климаты развиваются не только над прибрежными частями континентов, но и над прилегающими частями океанов.

В зонах 1, 6 и 7 выделено лишь по два типа климата. В экваториальной и субарктической зонах несущественны различия между восточными и западными берегами, а в зоне 7 несущественны (хотя и имеются) различия даже между континентальными и морскими климатами, но зато по степени суровости приходится разделять климаты северного и южного полушарий.

6.5.2

Классификация, основанная на характеристиках теплового баланса донной поверхности

Эти классификации связаны с именами М. И. Будыко и А. А. Григорьева. Ранее такой подход не реализовался из-за отсутствия информации. М. И. Будыко разработал методы косвенного определения радиационного баланса по температуре, влажности, облачности и широте места, которые для средних условий давали результаты, сравнимые по точности с наблюдаемыми значениями радиационных характеристик. Далее им же и его сотрудниками (Т. Г. Берлянд, Н. А. Ефимовой, Л. И. Зубенок и др.) были развиты и методы определения различных составляющих теплового баланса. Все это вместе с быстрым прогрессом наблюдений в этой области (в том числе и спутниковых) в годы МГГ, МГСС и позднее позволило разработать совсем новые разделы климатологии, в том числе и классификацию ландшафтных зон в связи с радиационным балансом и степенью увлажнения (Будыко

и Григорьев, 1956), классификацию климатов СССР по степени увлажнения, расчетным температурам деятельной поверхности (по температуре воздуха, радиационным характеристикам и степени увлажнения, зимней температуре) и высоте снежного покрова. Указанный подход был также применен И. П. Герасимовым и В. Р. Волобуевым для классификации почв, а П. С. Кузиным для классификации рек СССР. Эти работы потребовали исследования генетической связи между составляющими теплового и водного балансов суши. Подобная связь была уже давно подмечена между испарением и испаряемостью и осадками Шрайбером (1904), Ольдекопом (1911) и др. М. И. Будыко же на ее основе дал четкую физическую концепцию связи между уровнями теплового и водного балансов за многолетний период в целом.

Напишем уравнения теплового и водного балансов деятельной поверхности суши:

$$R = LE + P + B,$$

$$r = E + f,$$

где R – радиационный баланс, P – турбулентный поток тепла, B – теплообмен с почвой, r – осадки, f – сток, а L – скрытая теплота парообразования.

В многолетнем среднем $B = 0$ (если к нему не отнести тепло, затрачиваемое на таяние снега, и некоторые другие второстепенные характеристики баланса, однако последние становятся существенными лишь в месяцы снеготаяния, особенно в горах и в сильно переувлажненных районах).

Остается пять переменных на два уравнения. Поделив первое уравнение на Lr , а второе на r , исключаем еще одно переменное и придаем уравнениям безразмерную форму:

$$R/Lr = P/Lr + E/r,$$

$$1 = E/r + f/r. \quad (6.3)$$

Легко видеть, что между значениями E/r и R/Lr обнаруживается связь. При малых R/Lr испарение определяется энергетическими ресурсами и растет линейно с R (а E/r – с R/Lr); при большом $R/Lr \rightarrow \infty$ испарение определяется водными ресурсами и $E/r > 0$.

Величина R/Lr названа Будыко радиационным индексом сухости и играет важную роль в ландшафтном районировании. Таким образом,

$$E/r = \Phi(R/Lr). \quad (6.4)$$

Весь вопрос — какого рода эта связь. А. С. Монин высказывал сомнение в ее причинно-следственном характере. Действительно: а) E входит в тепловой баланс и в силу этого частично определяется значением R (связь сопряженности или между следствиями одной причины). Кроме того, для рядов испарения и R/L в различных регионах после деления их на члены третьего ряда r мы также получили бы связь даже в случае независимости E от R (ложная корреляция по К. Пирсону). О. А. Дроздовым (1957) исследован этот вопрос. Обе упомянутые связи действительно имеются для различных ландшафтных условий земного шара, каждая из которых определяет примерно по четверти дисперсии в исследуемой связи. Чем же определяется остальное? Если бы осадки выпадали непрерывно, поверхность почвы при данном их годовом количестве увлажнялась бы максимально, наибольшим было бы и возможное испарение, а сток минимальным, и когда энергетические ресурсы достигли бы Lr , то при достаточно высокой температуре, обеспечивающей необходимую скорость испарения, сток прекратился бы. В действительности осадки выпадают неравномерно, но и даже если $R > Lr$, часть осадков стекает или просачивается в грунты. Как впервые отметил Пенк и подтвердил Дроздов (1963), неравномерность выпадения осадков возрастает со степенью аридности. Имеется два механизма формирования неравномерности стока: 1) дискретность выпадения осадков (особенно ливней) и 2) накопление снежного покрова зимой, быстро стаивающего весной. Оба они в сумме имеют огромное экологическое значение. Без них в районах, где $R > Lr$, не было бы ни рек, ни родников, растительность бы исчезла и жизнь была бы возможна лишь за счет сбора выпадающих осадков (что и получается на некоторых островах). Вместе с тем уже наличие двух разных механизмов формирования стока показывает, что зависимость универсального вида существовать не может и в каждом регионе она своя, хотя везде переход от линейного роста E/r в функции R/Lr при малых значениях аргумента к $E/r = 1$ для больших R/Lr происходит постепенно, причем опыт показал, что различия между кривыми переходов не очень велики. М. И. Будыко использовал формулы Шрайбера и Ольдекопа, преобразовав их в свою систему переменных (т. е. заменив испаримость на R/L):

$$E = r(1 - e^{-R/Lr}),$$

$$E = \frac{R}{L} \operatorname{th} \frac{Lr}{R}, \quad (6.5)$$

и взял из них среднее геометрическое

6

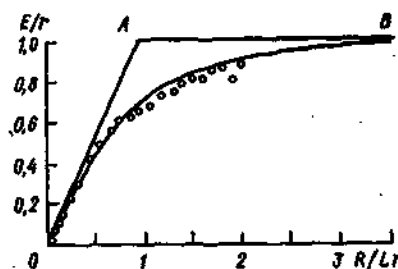
6. Классификация климатов
6.5. Генетические классификации климата

Рис. 6.6. Зависимость отношения испарения к осадкам от радиационного индекса сухости. OA — для малых R/Lr , AB — для больших R/Lr .

$$E = \sqrt{\frac{Rr}{L} \operatorname{th} \frac{Lr}{R} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R}{Lr} + \operatorname{sh} \frac{R}{Lr} \right)}, \quad (6.6)$$

где sh , ch и th — гиперболические синус, косинус и тангенс (рис. 6.6). Все три кривые (6.5) и (6.6) довольно близки между собой и соответствуют точкам для конкретных пунктов. Эту формулу можно использовать для оценки и стока (f), и коэффициента стока f/r , а следовательно, и осадков:

$$f = r - \sqrt{\frac{Rr}{L} \operatorname{th} \frac{Lr}{R} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R}{Lr} + \operatorname{sh} \frac{R}{Lr} \right)},$$

$$\frac{f}{r} = 1 - \sqrt{\frac{R}{Lr} \operatorname{th} \frac{Lr}{R} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R}{Lr} + \operatorname{sh} \frac{R}{Lr} \right)}, \quad (6.7)$$

Формулу (6.6) можно преобразовать и для определения R , но, учитывая принципиальную стохастичность данной связи и то, что (6.6) является криволинейной регрессией E/r на R/Lr , подобное изменение коэффициента в правой части формулы может оказаться существенным. Попытки теоретического определения вида формулы (6.6), предпринятые Н. А. Багровым (1954) и В. С. Мезенцевым (1955), лишь подтвердили возможные различия в путях перехода от условий при малых R/Lr к большим R/Lr и региональность того или иного вида кривой связи.

Классификация природных зон в функции годового значения радиационного баланса увлажнений поверхности и индекса сухости R/Lr дана М. И. Будыко и А. А. Григорьевым в 1956 г. (табл. 6.3). В критике этой схемы (А. Г. Исаченко, 1971) отмечалась ее излишняя схема-

тичность. Кроме того, довольно спорно, что переход от хвойных лесов к лиственным происходит в функции возрастания сухости, а не роста тепловых ресурсов. В схеме за оптимальные условия, согласно А. А. Григорьеву, принято значение индекса сухости $4/5-1,0$. Это справедливо для умеренных широт до годовых значений R около $1,5 \text{ МДж/м}^2$, но становится не вполне точным для внутритропической зоны. Согласно работе Н. А. Ефимовой (1977), наибольшая продуктивность биомассы приходится на условия тропического леса с индексом сухости ниже $0,8$ (рост продуктивности прослежен до $R/Lr = 0,67$). В остальной схеме дает распределение растительных зон, близкое к действительному. В 1962 г. те же авторы попытались учесть и сезонный ход явлений климата в каждой зоне.

Генетический подход к формированию ландшафтных зон был усовершенствован теми же авторами при создании классификации климатов СССР. В ней помимо радиационного индекса сухости были использованы и характеристики зимних условий (по температуре наиболее холодного месяца и толщине снежного покрова), а вместо радиационного баланса деятельной поверхности – вычисленная на его основе сумма температур деятельной поверхности. Дело в том, что приток радиации, с одной стороны, определяет ресурсы испарения, что уже учтено индексом сухости, с другой стороны, все члены теплового баланса связаны с формированием разницы температур почва – воздух, причем через температуру воздуха и турбулентный поток тепла косвенно оказывается учтенной еще одна сторона – влияние циркуляции атмосферы. В то же время растительность и в какой-то мере почва испытывают на себе не столько температуру воздуха, сколько температуру собственной поверхности. Переход от температуры воздуха к температуре деятельной поверхности производится следующим образом.

Напишем уравнение теплового баланса с учетом главных членов

$$R = LE + P + B. \quad (6.8)$$

Турбулентный теплообмен P может быть представлен как

$$P = D\rho c_p(T_w - T), \quad (6.9)$$

где T_w и T – абсолютные температуры деятельной поверхности и воздуха, D – так называемый коэффициент диффузии. Рассмотрим разность излучений деятельной поверхности при температурах T_w и T :

$$I = \sigma\delta(T_w^4 - T^4) \approx 4\sigma\delta T^3(T_w - T). \quad (6.10)$$

Таблица географической зональности.

Условия увлажнения —					
Тепловая энергетическая база — радиационный баланс, МДж/м ²	меньше 0 (крайне избыточное увлажнение)	избыточное увлажнение			
		0—1/5	1/5—2/5	2/5—3/5	3/5—4/5
Меньше 0 (высокие широты)	I Вечный снег	—	—	—	—
От 0 до 2000 в год (южно-арктические и средние широты)		IIa Арктическая пустыня	IIб Тундра (на юге с островками редколесий)	IIв Северная и средняя тайга	IIг Южная тайга и смешанные леса
От 2000 до 3000 в год (субтропические широты)			VIa Районы субтропической гемигилсы со значительным количеством болот		VIв Дождевые субтропические леса
Больше 3000 в год (тропические широты)			Ха Районы преобладания экваториальных лесных болот	Хб Сильно переувлажненный (сильно заболоченный) экваториальный лес	Хв Среднепереувлажненный (среднезаболоченный) экваториальный лес

Перейдем от значений R к новой величине R_0 , которая означает условный радиационный баланс, при $T = T_w$, которая уже была использована теми же авторами в предыдущем подходе. На основании (6.8) и (6.10)

$$R_0 = 4\sigma T^3(T_w - T) = LE + \rho c_p D(T_w - T) + B$$

или

$$T_w - T = \frac{R_0 - LE - B}{\rho c_p D + 4\sigma T^3} \quad (6.11)$$

Таблица 6.3

По М. Н. Будыко и А. А. Григорьеву

радиационный индекс сухости

оптимальное увлажнение	умеренно недостаточное увлажнение	недостаточное увлажнение	крайне недостаточное увлажнение
4/5—1	1—2	2—3	> 3
—	—	—	—
IIд Листоветный лес и лесостепь	III Степь	IV Полупустыня умеренных широт	V Пустыня умеренных широт
—	VIIa Жестколиственные субтропические леса и кустарники	VIIIb Субтропическая степь	VIII Субтропическая полупустыня
IX Жестколиственные субтропические леса и кустарники	—	—	IX Субтропическая пустыня
Xг Экваториальный лес, переходящий в светлые тропические леса и лесистые саванны	XI Сухая саванна	XII Опустыненная саванна (тропическая полупустыня)	XIII Пустыня тропическая

Величина D для дневных условий летом часто бывает близка к 1 см/с, а для средних суточных — к 0,6 см/с. При достаточно влажной почве (более 70—80 %) испарение с листьев близко к испаряемости и равно

$$E = \rho c_p D(q_w - q),$$

где q_w — давление насыщенного водяного пара при температуре деятельной поверхности, а q — массовая концентрация водяного пара. Принимая согласно Н. А. Ефимовой среднее значение $D = 0,63$, можно найти $T_w - T$. Как показывает рис. 6.7, эта величина оказывается

6

6. Классификация климатов

6.5. Генетические классификации климата

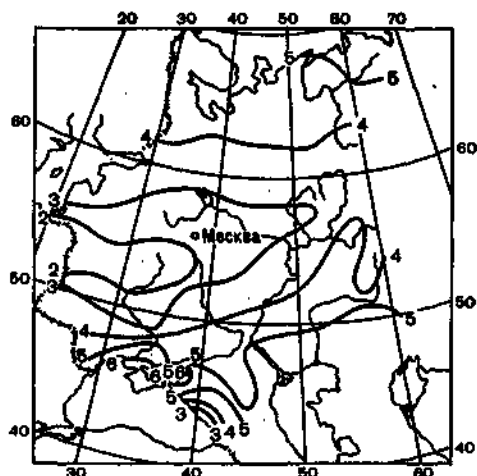


Рис. 6.7. Разность температур земной поверхности и воздуха. Июль.

большой в сухих районах (на юго-востоке ЕТС более $5-6^{\circ}\text{C}$) и на Крайнем Севере, где из-за низких температур испарение мало, несмотря на обилие влаги (также превышая 5°C). Это очень важно для развития растений и объясняет, почему при недостатке тепла растительность принимает стелящуюся форму.

Переходя к суммам положительных температур деятельной поверхности, отметим, что по сравнению с суммами температур воздуха в тундре и тайге они больше последних на 300°C с лишним. В более южных влажных районах эти разности становятся меньше 200°C , в степи вновь возрастают до $300-400^{\circ}\text{C}$, а в полупустыне превышают 700°C .

В классификации климата СССР Григорьева и Будыко климатические показатели, как и в системе Кёппена, обозначаются буквами или цифрами. Римскими цифрами обозначены условия увлажнения, арабскими – термические условия теплого периода и заглавными буквами латинского алфавита – условия зимы. Градации этих условий показаны в табл. 6.4, а окончательная система климатов в увязке с ландшафтными зонами СССР – в табл. 6.5. Распределение климатов по территории показано на рис. 6.8.

Таблица 6.4

Классификационные признаки климатов СССР. По Будыко — Григорьеву

Условия увлажнения		Термические условия теплового периода		Условия зимы	
характеристика	отношение испаряемости к осадкам (индекс сухости)	характеристика термических условий	сумма температур земной поверхности за период с температурой выше 10 °C	характеристика	метеорологические условия
I. Избыточно влажные	Меньше 0,45	1. Очень холодные	Температура воздуха весь год не превышает 10 °C	A. Суровая малоснежная	Температура января ниже -32 °C, наибольшая среднедекадная высота снежного покрова меньше 50 см
II. Влажные	0,45—1,00	2. Холодные	0—1000 °C	B. Суровая снежная	Температура января ниже -32 °C, наибольшая среднедекадная высота снежного покрова больше 50 см
III. Недостаточно влажные	1,00—3,00	3. Умеренно теплые	1000—2200 °C	C. Умеренно суровая, малоснежная	Температура января от -13 до -32 °C, наибольшая среднедекадная высота снежного покрова меньше 50 см
IV. Сухие	Больше 3,0	4. Теплые	2200—4400 °C	D. Умеренно суровая снежная	Температура января от -13 до -32 °C, наибольшая среднедекадная высота снежного покрова больше 50 см
		5. Очень теплые	Более 4400 °C	E. Умеренно мягкая	Температура января от 0 до -13 °C
				Мягкая	Температура января выше 0 °C

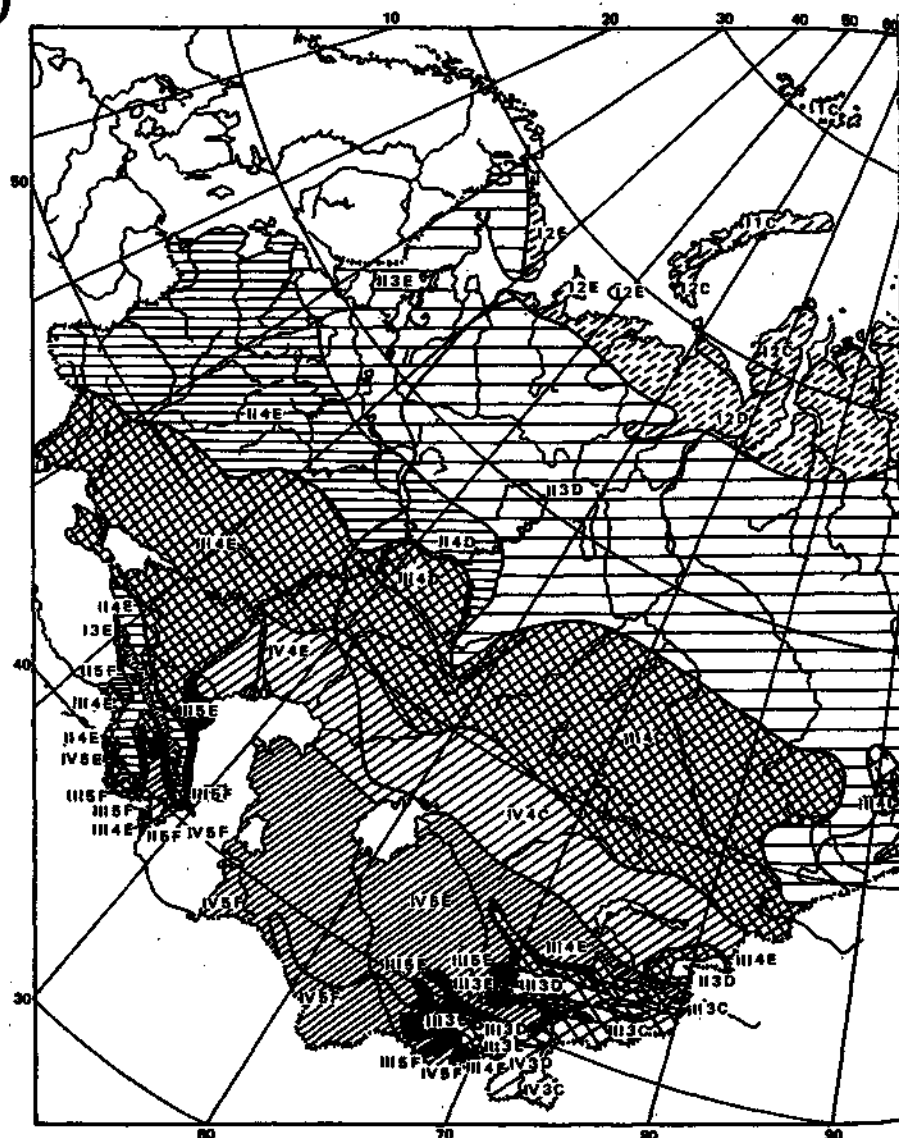
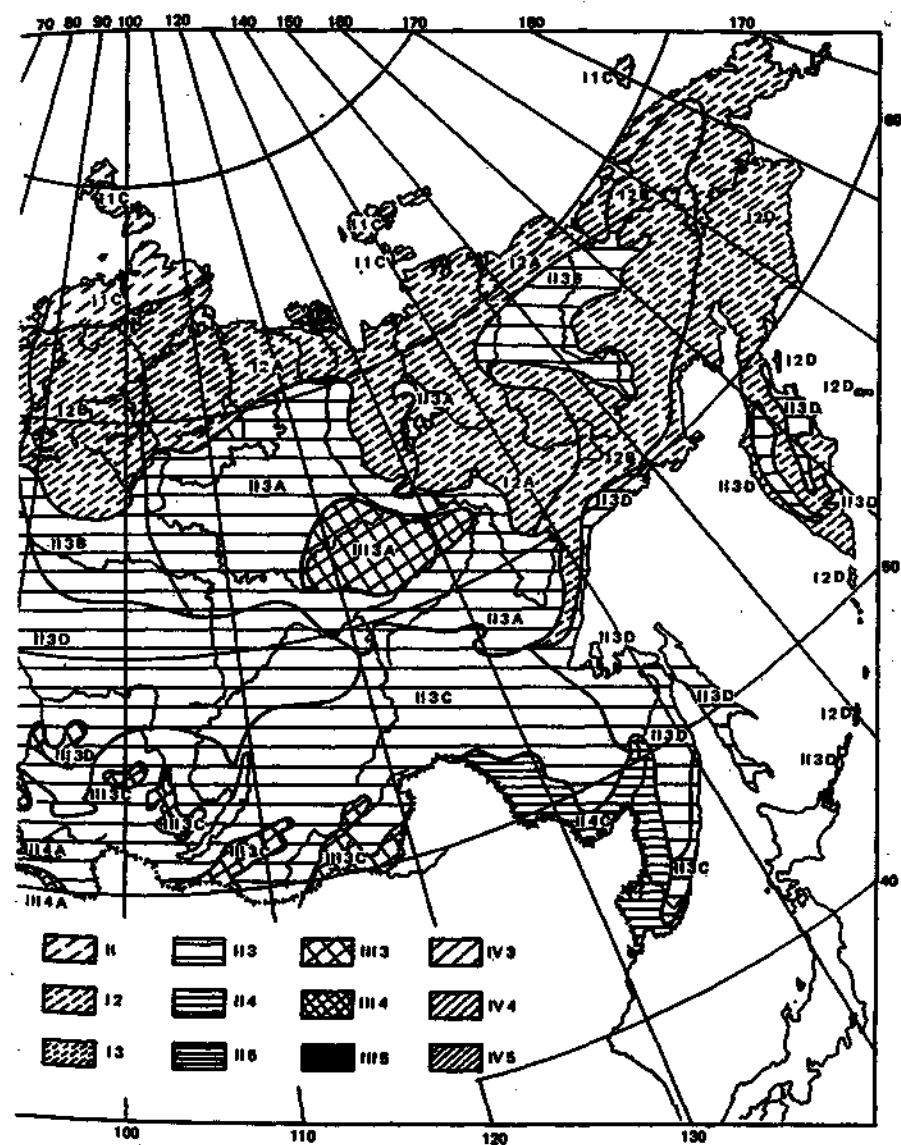


Рис. 6.3. Климатическое районирование.

Климат: I — избыточно влажный, II — влажный, III — недостаточно влажный, IV — сухой. Лето: суровая малоснежная, B — суровая снежная, C — умеренно суровая малоснежная, D — умеренно



1 — очень холодное, 2 — холодное, 3 — умеренно теплое, 4 — теплое, 5 — очень теплое. Знаки: A — суровая снежная, B — умеренно мягкая, F — мягкая.



Таблица 6.5

Классификация климатов СССР. По Григорьеву и Будыко

6.5. Термическое классификация климата

Термические условия теплового периода — сумма температур земной поверхности	Условия увлажнения — индекс сухости			
	I. Избыточно влажные, больше 0,45	II. Влажные, 0,45—1,00	III. Недостаточно влажные, 1,00—3,00	IV. Сухие, больше 3,00
1. Очень холодные. Температура воздуха весь год ниже 10 °C	I1C Арктическая пустыня			
2. Холодные, 0—1000 °C	I2A Тундра и I2B лесотундра I2C I2Д I2С			
3. Умеренно теплые, 1000—2200 °C	I3B Алтайские луга	II3A Хвойный лес II3B II3С II3Д II3E	III3A Горная степь III3С и степи III3Д Сибирь III3E	IV3С Горная пустыня IV3Д
4. Теплые, 220—440 °C		II4С Смешанный II4Д Широколист- II4E вечнозеленый лес	III4С Степь и III4Д лесостепь III4E	IV4С Северная IV4E пустыня
5. Очень теплые, больше 4400 °C		II5 Субтропический лес	III5B Коаровитная III5F Субтропическая растительность	IV5B Пустыня IV5F

Этот принцип жесткий, но он не создает больших невязок, учитывая относительно совершенные средства классификации. Можно сделать лишь два замечания:

1. Не учтена непосредственно сезонность увлажнения (косвенно она учитывается на большей части территории через снежный покров). Это создало некоторые трудности, в частности при выделении зоны эфемеров в Средней Азии, которая выделена авторами по положительной температуре зимы, но в действительности при ее формировании зимне-весеннее увлажнение играет большую роль.

2. Для увеличения наглядности на карте не выделялись районы небольшой площади, в частности климатическая область на Южном берегу Крыма. От этого „наглядность” при обзоре может быть и выигрывает, но пропали особенности экономически важного района СССР, хотя масштаб карты позволял его выделить; вряд ли это оправдано. Вместе с тем основные климатические зоны выделились довольно четко.

Стоит еще заметить, что вначале авторы хотели выделить термические условия зоны по сумме отрицательных температур, но температура самого холодного месяца лучше увязывалась со сменой лесных пород, в частности, между Западной и Восточной Сибирью. Это интересный момент, показывающий, с какими условиями зимнего периода связано распределение различных типов леса.

Как уже говорилось, новые принципы классификации климата испытывались и для характеристики других элементов ландшафта, рек, почв и т. д., причем для последних И. П. Герасимов (1960) построил диаграмму распределения почв в функции сумм температур деятельной поверхности ($\Sigma Q_{д.п.}$) и отношения испаряемости к осадкам (т. е., по существу, того же радиационного индекса сухости) для всего земного шара (рис. 6.9). Интересно, что почвенные зоны в этой системе координат даже не перекрывают одна другую, в то время как в системе координат $R - g$, использованной Волобуевым (1959), перекрытие зон довольно существенное.

Таким образом, классификации климатов по суммам температур деятельной поверхности и радиационному индексу сухости, вероятно, с добавлением характеристик сезонности увлажнения, особенно необходимых для характеристики внутритропической зоны, являются весьма перспективными и до некоторой степени увязывают теплобалансовые и циркуляционные характеристики климата.

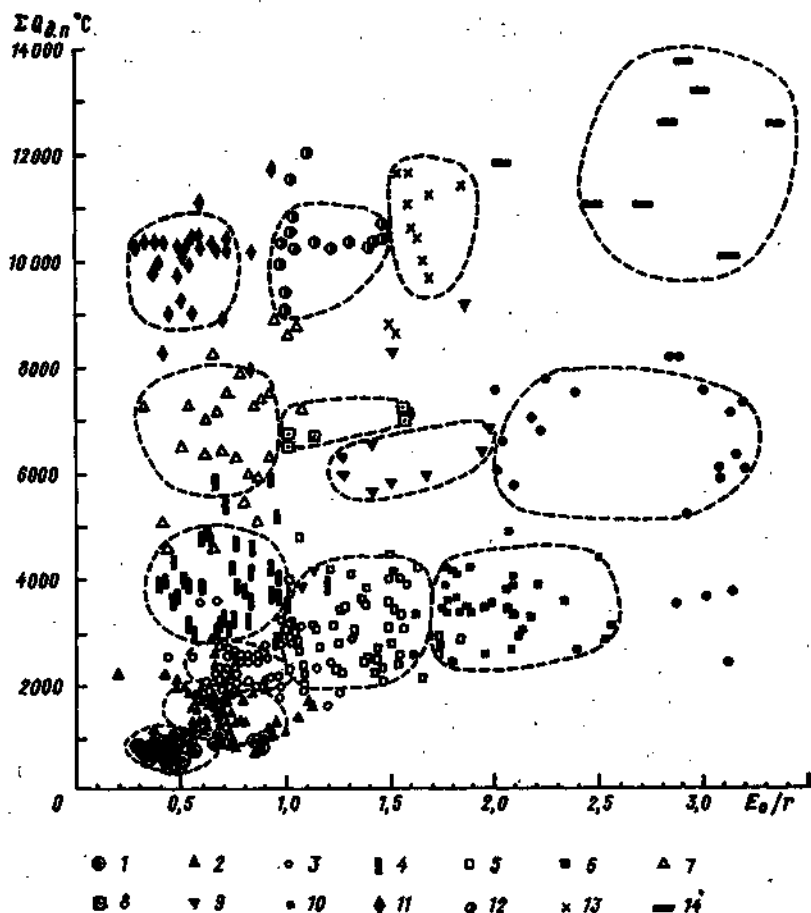


Рис. 6.9. Гидротермическая характеристика основных почвенных типов мира.

1 — тундровые почвы, 2 — подзолистые почвы северной и средней тайги, 3 — дерново-подзолистые почвы южной тайги, 4 — бурые лесные почвы широколиственных лесов, 5 — черноземы степей, 6 — каштановые почвы сухих степей, 7 — красноземы, желтоземы влажных субтропических лесов, 8 — красновато-черные почвы субтропических лесов, 9 — коричневые почвы сухих субтропических лесов, 10 — серо-коричневые почвы и сероземы субтропических степей и полупустынь, 11 — латериты экваториальных тропических лесов, 12 — красные почвы высоко-травяных тропических саванн, 13 — красно-коричневые почвы сухих субтропических лесов, 14 — красно-бурые почвы остепненных и опустыненных тропических саванн.

7

МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТ

7.1

Понятие о мезо- и микроклимате

Местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях, обычно называют микроклиматом.

Влияние местных особенностей на климатический режим было известно еще в первой половине XIX в., однако научные основы микроклиматологии в России были заложены трудами А. И. Воейкова, которому микроклиматология обязана, в частности, определением понятия „дейтельная поверхность“, данного еще в 1884 г.

Поверхность, воспринимающую и отдающую энергию, являющуюся источником температурных колебаний прилегающих слоев воздуха и почвы, Воейков назвал внешней действительной поверхностью. Поскольку процессы поглощения и излучения радиации, испарения и теплообмена происходят не только на поверхности, но всегда охватывают слой различной толщины, то выделяют также деятельный слой земной поверхности, в котором практически полностью усваивается вся поглощенная радиация.

В географическом районе с одним и тем же типом климата могут наблюдаться различные варианты микроклимата: микроклиматы леса и поляны, холмов и долин, озер и болот, города и т. д.

Наряду с понятием „микроклимат“ существует понятие „мезоклимат“ как промежуточное звено между макроклиматом и микроклиматом. Такого взгляда придерживались Р. Гайгер, С. А. Сапожникова, С. П. Хромов и др.

О. А. Дроздов считает, что вследствие трудностей разграничения масштабов мезо- и микроклимата следует использовать только понятие „микроклимат“, объединив при этом все местные особенности климата. И. А. Гольцберг также считала более целесообразным пользоваться только лучше обоснованным термином „микроклимат“.

В последние годы, однако, термин „мезоклимат“ все более широко стал использоваться в специальной литературе, посвященной изуче-

Таблица 7.1

Критерии распределения мезо-, микро- и наноклимата
(по Е. Н. Романовой)

Неоднородности подстилающей поверхности		Масштаб возмущений	
тип	характеристика	горизонтальный	вертикальный
Мезоклимат			
Горный рельеф	Система гор	< 100 км	< 1000 м
Холмистый рельеф	Массивы площадью $> 100 \text{ км}^2$		
Реки	Ширина $> 1 \text{ км}$		
Озера, моря, океаны	Площадь зеркала $50-100 \text{ км}^2$		
Почвенно-растительный покров	Массивы площадью $> 100 \text{ км}^2$		
Большой город	Районы города		
Микроклимат			
Горный рельеф	Отдельные участки	< 10 км	100-200 м
Холмистый рельеф	Отдельно стоящие холмы или группы холмов		
Реки	Ширина $< 1 \text{ км}$		
Озера, пруды	Площадь зеркала $< 50 \text{ км}^2$		
Почвенно-растительный покров	Массивы площадью $< 100 \text{ км}^2$		
Город, поселок	Элементы застройки, отдельные здания, улицы		
Наноклимат			
Микровозвышения и микропонижения (бугры, кочки, гребни, борозды, западины)	Отдельные неровности с перепадом высот, измеряемых единицами и десятками сантиметров	1-3 м	< 0,5 м

нию местных особенностей климата различных типов подстилающих поверхностей. В связи с этим настала необходимость определения критериев разделения мезо- и микроклиматов. Е. Н. Романовой были предложены критерии разделения мезо- и микроклимата. Диапазоны горизонтальных и вертикальных масштабов возмущений, характерных для мезо- и микроклимата, представлены в табл. 7.1.

Мезоклиматические особенности формируются под действием как макромасштабных, так и мезомасштабных неоднородностей достаточно большой площади. К макромасштабным неоднородностям относятся горный рельеф, океаны, моря, а мезомасштабные характеризуют холмистый рельеф, реки, озера, пестроту почвенно-растительного

покрова, большие города. Существующие в природе микронеоднородности подстилающей поверхности (бугры, кочки, борозды) также влияют на метеорологический режим самого нижнего припочвенного слоя воздуха и верхних слоев почвы. Такие вариации метеорежима было предложено именовать наноклиматическими. Различия эти могут быть весьма существенными, и их необходимо принимать во внимание при исследовании роста и развития сельскохозяйственных культур.

Попытки определения пространственных масштабов различных типов климата имеются и в зарубежной литературе. Так, например, Р. Берри выделяет региональный макроклимат, топоклимат и микроклимат, причем по пространственным масштабам они близки к характеристикам табл. 7.1: региональный макроклимат близок к мезоклимату, топоклимат — к микроклимату. Системы выделения типов климата, как видим, различаются. Имеет место и некоторое несоответствие в масштабах, что говорит о необходимости проведения дальнейших исследований в этом направлении.

Выполненные в нашей стране разработки показали, что изменения климатических характеристик при наличии микроклиматической неоднородности на близких расстояниях могут быть сильнее, чем при переходе из одной климатической зоны в другую.

В табл. 7.2 приводятся сравнения широтных и высотных климатических градиентов и микроклиматических различий ряда метеорологических величин. Широтные градиенты радиационных характеристик

Таблица 7.2

Климатические градиенты и микроклиматическая изменчивость метеовеличин

Метеовеличина	Градиенты		Микроклиматическая изменчивость на расстоянии 100 м
	широтные на 1000 м	высотные на 100 м	
I МДж/м ² за месяц	8,4—12,6	—	46,1—155,0
R МДж/м ² за месяц	4,2—8,4	—	41,1—134,1
$\bar{T}$ °C	0,6—0,8	0,5—0,7	5—7
$\bar{T}_{\text{макс}}$ °C	0,6—0,8	0,7—0,8	9—10,5
$\bar{T}_{\text{мин}}$ °C	0,7—0,9	0,6—0,9	6—9
$\tau_{б.п.}$ сут	3—5	5—6	20—30
T_{20} °C	0,6—0,8	—	2—4

Примечание. I — прямая радиация, R — радиационный баланс, $\bar{T}$ — средняя температура воздуха, $\tau_{б.п.}$ — продолжительность безморозного периода, T_{20} — температура почвы на глубине 20 см.

(прямая радиация, радиационный баланс) примерно в 10 раз меньше, чем микроклиматические различия между северными и южными склонами крутизной 10° . Приблизительно такие же соотношения сохраняются и для показателей термического режима воздуха, т. е. микроклиматические различия между контрастными по микроклимату соседними участками соответствуют изменению метеорологических величин на 10° широты и на 1000 м высоты. Несколько меньше различия в температуре почвы: на глубине 20 см микроклиматическая изменчивость превышает широтный градиент в 3–5 раз.

В микроклиматологии широко применяются расчетные, полуэмпирические методы, например при обработке результатов микроклиматических наблюдений, при оценке изменений составляющих теплового и радиационного балансов (при определении радиационного баланса), при определении радиационного баланса и его составляющих на склонах разной экспозиции и крутизны, при изучении микроклиматической изменчивости температуры деятельной поверхности и др.

Для развития теории микроклимата и решения ряда практических задач целесообразно развивать методы физического моделирования в камерах искусственного климата. Физическое моделирование представляется весьма перспективным в микроклиматических исследованиях, но до последнего времени применяется еще очень слабо. Экспериментально и лабораторным путем обычно определяется только изменение поля ветра под влиянием каких-либо неоднородностей подстилающей поверхности.

В последнее десятилетие в нашей стране и за рубежом имеются попытки применения численных моделей пограничного слоя для целей микроклиматологии при решении задач, связанных с динамической или термической трансформацией воздушной массы при естественном или искусственном нарушении однородности подстилающей поверхности. Однако, вследствие сложностей объектов изучения, удачных попыток создания математических моделей, основанных на учете закономерностей формирования приземного климата в условиях неоднородных подстилающих поверхностей, пока нет.

Микроклиматические различия территории проявляются прежде всего в особенностях теплового и водного балансов на данном участке подстилающей поверхности, они в свою очередь порождают различия и других климатических величин. Обычная сеть метеорологических станций в ряде случаев может выявить некоторые особенности мест-

ного климата, но чаще всего для этих целей приходится организовывать специальные наблюдения в наиболее характерных условиях местоположения. Поскольку обычно нет возможности организовать длительные ряды наблюдений для изучения микроклимата, необходимо особенно детально анализировать распределения метеорологических величин при наиболее характерных типах погоды. Основными типами погоды являются следующие:

- 1) ясно, тихо (облачность 0—2 балла, ветер 0—2 м/с);
- 2) ясно, ветер (облачность 0—2 балла, ветер 3 м/с и более);
- 3) переменная облачность, тихо (облачность 3—7 баллов, ветер 0—2 м/с);
- 4) переменная облачность, ветер (облачность 3—7 баллов, ветер 3 м/с и более);
- 5) пасмурно, ветер (облачность 8—10 баллов, ветер 3 м/с и более).

Наблюдения за температурой, влажностью и ветром производятся на разных уровнях над почвой. Высота слоя, в котором ведутся исследования, зависит от состояния деятельной поверхности (травостой, лес, водная поверхность и т. д.). При невозможности организовать измерения на нескольких высотах необходимо обеспечить градиентные измерения температуры и влажности на стандартных высотах 0,5 и 2,0 или 0,2 и 1,5 м, температуры на поверхности почвы и ветра на высоте 1 и 2 м.

Обобщенные данные микроклиматических наблюдений обычно приводятся в виде таблиц микроклиматической изменчивости. Эта изменчивость для различных метеорологических величин представляется в виде отношений или разностей этих величин в разных формах рельефа по сравнению с ровными участками, т. е. с местоположениями, в которых обычно находятся репрезентативные станции.

Поскольку для формирования микроклимата важное значение имеет энергетический режим и режим увлажнения подстилающей поверхности, в микроклиматических исследованиях при рассмотрении основных процессов энергообмена используются уравнения баланса тепла и влаги деятельной поверхности. Тепло, получаемое поверхностью в виде радиационного баланса, в значительной степени зависит от свойств и структуры подстилающей поверхности и верхних слоев почвы, а также от значения альбедо. В различных ландшафтных зонах альбедо может изменяться в достаточно широком диапазоне. Так, например, свежевыпавший снег имеет альбедо до 90 %. Альбедо лесов зависит от видового состава и времени года: темнохвойные леса имеют альбедо 6—18 %, лиственные — 16—27 %. Осенью альбедо лиственных лесов увеличивается до 33—38 %. Альбедо темных лесов колеб-

лется от 5 до 15 %, светлых – от 20 до 45 %. Отражательные свойства почвы, покрытой растительностью, складываются из альбеда растительности и самой почвы.

Альbedo воды, как уже было сказано выше, невелико и в среднем составляет 5–7 %. Однако в утренние и вечерние часы при малых значениях высоты солнца альbedo воды достигает 75–80 %. При наличии растительности на берегах рек, озер, водохранилищ растение использует дополнительное тепло за счет большого альбеда в утренние и вечерние часы, что способствует более интенсивному развитию растительности на берегах водоемов.

В результате поглощения радиации деятельной поверхностью происходит ее нагревание. При этом часть тепла тратится на излучение, на нагревание воздуха, на испарение, а часть путем теплопроводности передается в более глубокие слои почвы.

Соотношение между составляющими теплового баланса имеет важное значение в формировании микроклиматических особенностей отдельных участков. Для сухих поверхностей в среднем почти все получаемое тепло тратится на турбулентный теплообмен почва – воздух. Для увлажненных поверхностей основным будет процесс испарения, вследствие чего снижается температура поверхности почвы и уменьшается турбулентный теплообмен.

В различных ландшафтных зонах соотношение составляющих теплового баланса меняется. Так, например, по данным Т. А. Огневой, на территории СССР в теплое время года в лесной зоне турбулентный поток тепла (P) составляет 20 %, затраты тепла на испарение (LE) – 80 % радиационного тепла, в степной зоне $P = 30...50\%$ и $LE = 70...50\%$, в пустыне $P = 70...90\%$ и $LE = 30...10\%$.

Создание микроклиматов в приземном слое воздуха тесно связано с явлениями турбулентного перемешивания в атмосфере в вертикальном и горизонтальном направлениях, так как только при малом развитии перемешивания местные особенности климата могут сохраниться на некотором расстоянии от подстилающей поверхности.

Турбулентные движения возникают вследствие

1) завихрений, образующихся за счет трения при обтекании воздушным потоком земной поверхности, за счет сопротивления ее неровностей, а также за счет внутреннего междуслойного трения самого воздуха, обусловленного различием скоростей по высоте. Образовавшиеся при этом у земной поверхности вихри могут диффундировать в

более высокие слои атмосферы, пока окончательно не разрушатся (динамическая турбулентность).

2) нарушения устойчивости и возникновения восходящих токов при сверхadiaбатических градиентах температуры (термическая турбулентность).

Над однородной по горизонтали подстилающей поверхностью образование термической турбулентности затруднено даже при очень сильном ее нагревании. В этом случае теоретически равновесие не может нарушаться ни при каких градиентах. Но так как поверхность практически никогда не бывает однородна, то в конце концов происходит нарушение равновесия в некоторых местах над нагретой поверхностью.

Обширный материал наблюдений показывает, что в приземном слое имеют место резкие колебания значений метеорологических величин, которые в большинстве случаев носят случайный характер и являются следствием неупорядоченных движений в атмосфере. Вихреобразование, возникающее у земной поверхности, зависит от нескольких параметров, характеризующих энергию вихрей и их масштабы. Формулы для расчета этих параметров можно найти в учебнике Л. Т. Матвеева „Курс общей метеорологии. Физика атмосферы“. Наличие вихрей определяет пульсации в полях скоростей и направлений ветрового потока. Пульсации характеризуют энергию вихрей. Для каждой высоты над землей имеется свой характерный масштаб вихрей, определяющий размер переноса. Этот масштаб вихрей растет с удалением от земной поверхности, поскольку наличие подстилающей поверхности ограничивает их размеры.

При своем перемещении турбулентные вихри переносят водяной пар, атмосферные примеси и другие физические свойства воздуха (теплосодержание, количество движения). Если концентрация примесей изменяется в пространстве, то под влиянием турбулентного перемешивания начинается процесс выравнивания концентрации.

Коэффициенты турбулентности подвержены значительным изменениям во времени и пространстве. Они зависят от свойств земной поверхности (ее шероховатости, термической неоднородности), вертикального градиента скорости ветра, термической устойчивости атмосферы и других факторов. Небольшие значения коэффициента турбулентности способствуют резкому обострению микроклиматических особенностей в приземном слое. При этих условиях увеличивается удельный вес радиационных факторов климата по сравнению с адвективными. Зависимость коэффициента турбулентности от вертикального температурного градиента делает неизбежным, с одной стороны,

его большой суточный ход, а с другой – обуславливает его зависимость от типа погоды и вертикальной стратификации температуры в приходящих массах воздуха. Адвективные типы погоды вызывают усиление динамического фактора обмена. Наиболее интенсивный турбулентный обмен возникает обычно при вторжении холодного воздуха на теплую подстилающую поверхность, так как при этом турбулентность усиливается и за счет динамического фактора, и за счет термического фактора неустойчивости атмосферы.

Суточное изменение воздействия динамического и термического факторов на развитие атмосферной турбулентности можно проследить, например, по тому, как быстро дым и пыль в дневное время рассеиваются ветром и восходящими конвективными токами, а ночью скапливаются в виде шапок дыма различного размера и плотности над населенными пунктами и в городах.

Не имея возможности в данном курсе подробно рассмотреть особенности формирования большого числа имеющихся в природе мезо- и микроклиматических неоднородностей подстилающей поверхности, остановимся лишь на некоторых из них, где наиболее четко проявляются эти различия.

7.2

Мезоклимат леса

Растительность значительно усложняет условия тепло- и влагообмена в приземном слое по сравнению с оголенной почвой. Прежде всего растительность изменяет деятельную поверхность, превращая ее в деятельный слой. Для широколиственных растений более или менее четко выделяются две деятельные поверхности: верхняя поверхность листьев и поверхность земли, куда доходит радиация, не поглощенная листьями. Для леса, как и для травяной растительности, имеют место также, по крайней мере, две деятельные поверхности или слоя: первый – в кронах деревьев, второй – на почве, на траве или мху, покрывающем почву или в подлеске.

Радиационные потоки в лесу формируются в результате взаимодействия радиационного режима листьев и отдельных деревьев. Для поверхности почвы в лесу уравнение радиационного баланса можно записать в следующем виде:

$$R' = Q' + (1 - \alpha') - B_n + \gamma' B_a + \gamma'' B_k, \quad (7.8)$$

где R' – радиационный баланс почвы под кронами деревьев; Q' – суммарная радиация, поступающая на почву сквозь кроны деревьев; α' – альbedo поверхности почвы в лесу; γ' и γ'' – коэффициенты, характеризующие долю той части полного излучения атмосферы и кроны деревьев, которая поступает к поверхности почвы; $B_{\text{п}}$, $B_{\text{а}}$, $B_{\text{к}}$ – потоки длинноволнового излучения почвы, атмосферы и кроны.

Если предположить, что кроны деревьев сомкнуты и образуют сплошной, без просветов древостой, то уравнения радиационного баланса для верхней кромки крон деревьев (R) и для поверхности почвы (R') в лесу можно представить в следующем виде:

$$R = Q(1 - \alpha) + B_{\text{а}} - B_{\text{к}}, \quad (7.9)$$

$$R' = Q'(1 - \alpha') + B_{\text{к}} - B_{\text{п}}. \quad (7.10)$$

Разность $\Delta R = R - R'$ между ними позволяет судить о суммарном поглощении радиационных потоков деятельным слоем леса.

Сквозь кроны деревьев солнечная радиация проникает в ослабленном виде. Количество радиации, достигающей оснований деревьев, зависит от многих факторов, в том числе от высоты, плотности и вида растительного покрова, а также от угла падения солнечной радиации. В зрелом древостое оснований деревьев достигает менее 20 % радиации, но эта величина может уменьшаться и до 5 %. Так, например, исследования З. И. Пивоваровой и Б. И. Гуляева показали, что в околополуденные часы под полог молодого березового леса в стадии полной листвы проникает 5–8 % радиации, поступающей к кронам. С началом листопада прозрачность лесного полога увеличивается; в октябре после окончания листопада радиация в лесу составляет 20 % радиации над лесом. Исследования вертикального распределения суммарной радиации в молодом березняке показали, что наиболее сильное ослабление радиации происходит в нижней густой части крон, где задерживается около 40 % радиации. У основания крон проникающая радиация составляла 8 % суммарной радиации над лесом.

В лесу не только уменьшается количество коротковолновой радиации, достигающей поверхности почвы, но изменяется соотношение между прямой и рассеянной. Значительная часть прямой солнечной радиации трансформируется в рассеянную. В целом лесные массивы ослабляют интенсивность радиации в синем участке спектра (0,40–0,45 мкм) и усиливают в красном и инфракрасном участках (0,65–0,75 мкм).

Распределение полученных радиационных энергетических запасов между составляющими теплового баланса – турбулентным тепло-

обменом, затратами на испарение и теплообменом в органическом слое — происходит по-разному в зависимости от общих погодных условий и состояния растительного покрова. Однако в любом случае под пологом леса создается свой микроклимат, существенно отличающийся от условий в окружающей открытой местности.

Вследствие поглощения значительной части радиации кронами деревьев поверхность почвы в лесу летом прогревается гораздо меньше, чем на открытом месте, причем различия могут достигать нескольких градусов. Зимой почва в лесу теплее, чем в поле. Лес уменьшает охлаждение почвы вследствие излучения деревьев и в какой-то мере за счет меньшей плотности снежного покрова в лесу. Однако в среднем за год температура почвы в лесу несколько ниже, чем на поляне, а годовая амплитуда ее уменьшена. Суточный и годовой ход температуры воздуха в лесу обнаруживает те же закономерности различий при сравнении с открытым местом, что и температура поверхности почвы, только разница в значениях несколько меньше.

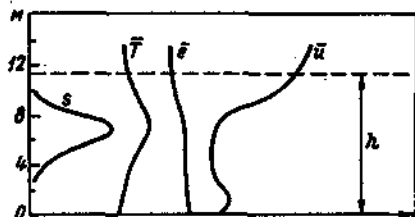
Примером суточного и годового хода разностей температуры воздуха на открытой территории и в лесу могут служить данные, полученные М. И. Щербанем при исследовании микроклиматических особенностей грабового леса в районе Канева. В среднем суточном ходе наибольшие значения разностей наблюдаются во второй половине дня и составляют 2–3,2 °C, а в отдельные сроки они могут достигать 6,5 °C. Такие случаи имеют место после продолжительных периодов бездождя, когда на открытых территориях почва подсыхает и большое развитие получает турбулентный теплообмен, а среди древостоя и под кронами деревьев возможность прогрева мала и важное значение в кронах имеет расход тепла на испарение. Еще больше разности температур поверхности почвы, достигающие в отдельные сроки на тех же участках 15–20 °C.

В годовом ходе средние разности наибольшие в теплый период года и составляют 0,7–1,6 °C за месяц.

Необходимо заметить, что как радиационный, так и тепловой режим в лесу зависит от возраста и сомкнутости леса, от пород деревьев и других факторов. Зимой лиственный лес оказывает меньшее влияние на суточную амплитуду температуры, чем хвойный, при этом амплитуда в лесу оказывается выше, чем на открытом поле. В летний период, когда деревья покрываются листьями, разности амплитуд лес — поле возрастают и становятся большими, чем в хвойном лесу.

Рис. 7.1. Средние часовые профили температуры ($\bar{T}$), парциального давления водяного пара ($\bar{e}$) и скорости ветра ($\bar{u}$) в еловом лесу в районе Абердина в полдень солнечного дня в июле 1970 г.

h — средняя высота деревьев, z — распределение плотности листьев по высоте.



Вследствие ослабленного обмена между почвой, кроной и слоями атмосферы, расположенными выше крон, в лесу создаются благоприятные условия для повышенной влажности. В зависимости от структуры древостоя элементы влажности существенно изменяются по вертикали. Поскольку при сомкнутых кронах деревьев максимум температуры приурочен к поверхности крон, то здесь же наблюдается и максимум абсолютной влажности, обусловленной транспирацией деревьев. В кронах обычно фиксируется и максимум относительной влажности. На рис. 7.1 приведена иллюстрация средних часовых профилей метеорологических величин в еловом лесу около Абердина (57° с. ш., 2° з. д.), которые являются достаточно характерными для лесных массивов умеренных широт.

Профили температуры и влажности воздуха в дневное время имеют максимумы на уровне наибольшей плотности листьев, где поглощение радиации и транспирация обуславливают максимальное количество тепла и влаги. Ниже этого слоя наблюдается инверсия, поскольку кроны оказываются теплее почвенного покрова, куда проникает меньшее количество радиации. Скорость воздушного потока по мере проникновения в растительный покров и вплоть до достижения зоны максимальной плотности листьев в верхнем слое крон резко уменьшается. Ниже уровня максимальной плотности листьев скорость ветра ослабевает, достигая на некотором уровне от поверхности почвы нуля. Этот уровень определяется параметром шероховатости z_0 .

Исследования Ю. Л. Раунера показали, что в лесах параметр шероховатости изменяется в пределах 2,0–3,5 м. В течение года из-за изменения степени облиственности этот показатель меняется, а вместе с ним меняется и вертикальный профиль ветра.

Воздействие лесного массива на ветер прослеживается уже на подступах к лесу в среднем на расстоянии 2–4-кратной высоты деревьев. Тормозящее влияние на ветер на наветренной стороне является результатом того, что воздушный поток не может весь проник-

нута сквозь древостой и создает своеобразную воздушную „подушку” перед лесным массивом. Часть воздушного потока проникает сквозь лес, а преобладающая его часть вынуждена подниматься над лесом, вызывая резкий рост скорости ветра над кронами деревьев. Внутри леса по мере удаления от его кромки скорость ветра уменьшается. Кайгородов предложил формулу, уточненную Т. А. Огневой. Эта формула выражает зависимость снижения скорости ветра в лесу от расстояния до опушки:

$$u_x = u_0 e^{-(\beta/\delta)x}, \quad (7.11)$$

где u_x – скорость ветра среди леса на расстоянии x от опушки с наветренной стороны; u_0 – скорость ветра на опушке леса. Величина β/δ изменяется в зависимости от стратификации приземного слоя атмосферы от 0,02 до 0,06. Однако в условиях редкого леса данная формула не работает.

Между лесом и сельскохозяйственными полями при тихой ясной погоде вследствие различий в радиационном режиме часто формируется местная циркуляция. Днем внизу устанавливается поток воздуха от леса к полям, а вверх, на высоте крон, наблюдается поток к наиболее нагретому месту леса – кронам деревьев. Ночью циркуляция сменяется на обратную, причем интенсивность обмена в это время обычно выше, чем днем.

Исследования Ю. Л. Раунера показывают, что суммарное испарение с лесных массивов, как правило, выше нормы суммарного испарения с поверхности суши речного бассейна или его части в данном районе. Это связано с увеличением периода вегетации леса и более высокими значениями радиационного баланса по сравнению с травяной растительностью. Над лесами имеет место увеличение осадков, связанное в основном с увеличением шероховатости подстилающей поверхности. Лес вызывает подъем линий тока в воздухе, увеличивает турбулентность, а тем самым усиливает и конденсацию. Не последнюю роль здесь играет и площадь, занятая лесом.

По расчетам Л. П. Кузнецовой, осадки теплого периода в среднем увеличиваются на 1–3 % на каждые 10 % площади леса.

К сказанному следует добавить, что в любом географическом районе часть выпадающих атмосферных осадков задерживается на кронах деревьев. Исследования, выполненные разными авторами, показали, что еловые леса задерживают в 2–3 раза больше осадков,

чем сосновые. Сосняк в возрасте 32–60 лет задерживает кронами 12 %, а в возрасте 80–110 лет – 14 % осадков. Уэколистные породы типа березы задерживают менее 10 % осадков. В многоярусных тропических и субтропических лесах на кронах задерживается 65–68 % осадков.

Таким образом, почва под лесом недополучает значительное количество осадков. С другой стороны, в ряде географических районов лес, особенно расположенный на водоразделах и в горах на склонах, получает дополнительно огромное количество влаги за счет осаднения тумана или конденсации на ветвях из перенасыщенного воздуха. Так, например, Ф. Линке, указывает, что в горах Таунус (Германия) на высоте 800 м в дни с туманом дождемер под кронами улавливает на 60 % больше осадков, чем в поле.

Потери осадков в лесу вследствие задержания их на кронах снижает стекание воды по веткам и стволам. В зависимости от вида строения деревьев и интенсивности осадков эта величина может изменяться от 1 до 16 % и более общей суммы осадков.

В случае выпадения твердых осадков и установления снежного покрова наблюдаются также значительные различия в высоте снежного покрова и общих запасов воды в лесу и на прилегающей к нему территории. Исследования показали, что в лесу высота снежного покрова и общие запасы воды больше, чем на полях.

Снег в лесу распределяется равномернее, чем на открытом месте, и плотность его меньше вследствие ослабления скорости ветра. Из-за уменьшения вертикального обмена и затенения таяние снега в лесу замедленно. В более светлом лиственном лесу таяние начинается почти одновременно с полем, а в хвойном несколько запаздывает. Продолжительность снеготаяния в еловых лесах обычно в 2–3 раза превышает продолжительность снеготаяния на открытом месте, другие леса занимают промежуточные положения.

Почва в лесу под высоким и рыхлым снежным покровом промерзает на меньшую глубину, чем в поле. К концу зимы, когда высота снега наиболее значительна, а температура воздуха сравнительно высокая, тепловых запасов почвы оказывается достаточно, чтобы почва оттаяла под снегом. Медленное таяние снега при оттаявшей почве и большой ее водопроницаемости в условиях леса позволяет значительному количеству воды просачиваться в грунт. В результате леса уменьшают высоту паводка и затягивают его продолжительность на реках, а также повышают меженный уровень рек.

7.3

Мезоклимат города

Большой современный город представляет собой довольно протяженную мезонеоднородность. Он создает свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях создаются своеобразные микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений и т. д.

Солнечная радиация в условиях больших промышленных центров оказывается пониженной вследствие уменьшения прозрачности из-за дыма и пыли. За счет увеличения мутности атмосферы в среднем может теряться до 20 % солнечной радиации, особенно сильно ослабляется приход ультрафиолетовой радиации. Это снижение усиливается высокой застройкой в узких улицах. С другой стороны, в городе к рассеянной радиации присоединяется радиация, отраженная стенами и мостовыми. Этим обстоятельством в большей мере и обусловлено чувство зноя и духоты, характерное для города в летний сезон.

На территории города вследствие загрязнения воздушного бассейна снижено эффективное излучение, а стало быть, и ночное выхолаживание. Изменение радиационного баланса, дополнительное поступление тепла в атмосферу за счет сжигания топлива и малый расход тепла на испарение приводят к более высоким температурам внутри города по сравнению с окрестностями.

К настоящему времени выполнено много исследований, в которых отмечается существование „острова тепла” над городом. Интенсивность и размеры острова тепла изменяются во времени и пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий и местных особенностей города. Наиболее характерные закономерности изменения температуры воздуха при переходе от сельской местности к центральной части города иллюстрирует рис. 7.2. На границе город — сельская местность возникает значительный горизонтальный градиент температуры, соответствующий „утесам острова тепла”, который может достигать 4 °С/км. Большая часть города представляет собой „плато” теплого воздуха с небольшим повышением температуры по направлению к центру города. Термическая однородность этого плато нарушается влиянием парков и озер (области холода) и плотной застройкой промышленных и административных зданий (области тепла). В центральной части больших городов располагается „лик” острова тепла, где температура воздуха максимальна. Разность ΔT_{r-c} между этой темпе-

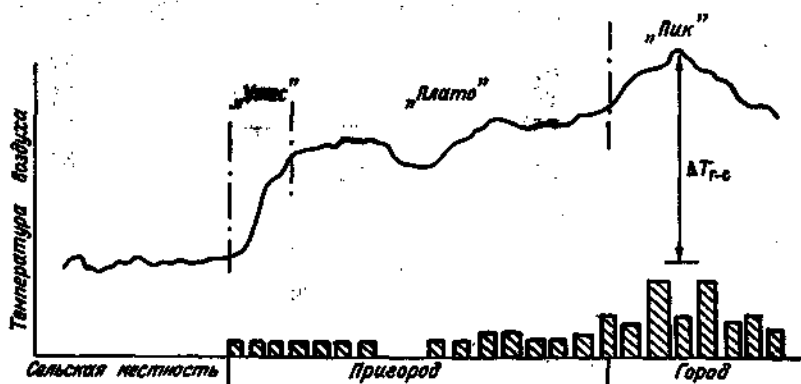


Рис. 7.2. Обобщенное сечение характерного острова тепла над городом. По Оке.

ратурой и фоновой температурой окружающей сельской местности называется интенсивностью городского острова тепла. В крупных городах может наблюдаться несколько пиков острова тепла, обусловленных плотной застройкой. „Рельеф“ острова тепла определяется специфической структурой каждого большого города. При достаточно устойчивых погодных условиях интенсивность острова тепла имеет четко выраженный суточный ход с максимумом через несколько часов после захода солнца и минимумом в середине дня (рис. 7.3). Перепа-

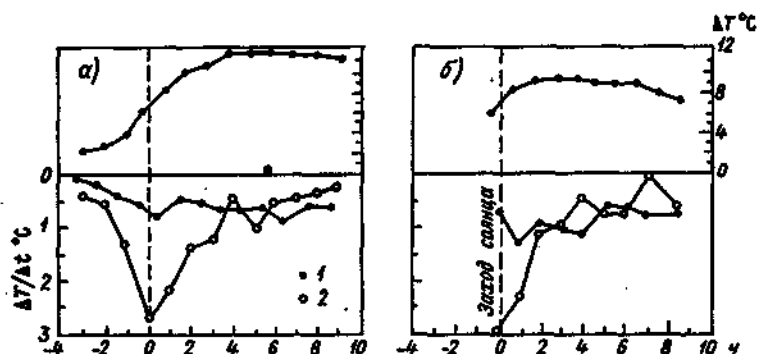


Рис. 7.3. Средние часовые изменения температуры воздуха $\Delta T/\Delta t$ и интенсивность острова тепла ΔT в безоблачную летнюю ночь при очень слабом ветре в Монреале (а) и Ванкувере (б).

1 — по Оке, 2 — по Максаеллу.

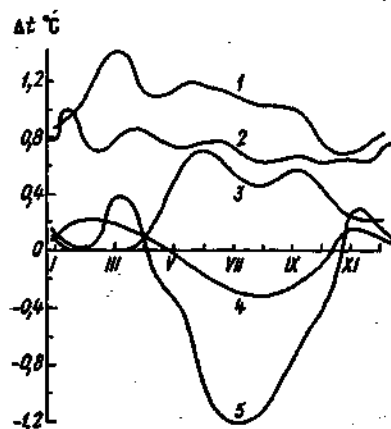


Рис. 7.4. Годовой ход разностей температуры (ΔT) город — пригород в различных физико-географических районах СССР.

1 — Москва, 2 — Ленинград, 3 — Мурманск, 4 — Ашхабад, 5 — Харьков.

температур $\Delta T_{г-с}$ особенно быстро растет после захода солнца из-за различия в скоростях выхолаживания воздуха в городе и сельской местности. В это время в сельской местности запасы тепла быстро расходуются за счет длинноволнового излучения, а город остывает более медленно. Несколько часов спустя скорости выхолаживания выравниваются и значение $\Delta T_{г-с}$ остается постоянным или даже уменьшается в течение ночи. После восхода солнца сельская местность начинает нагреваться более интенсивно и $\Delta T_{г-с}$ уменьшается. Усиление ветра и рост облачности в дневные часы способствуют выравниванию горизонтальной неоднородности температуры в городе и сельской местности.

Представление о том, как могут изменяться разности температур между городом и пригородом в различных физико-географических районах Советского Союза, дают кривые годового хода этих разностей, изображенные на рис. 7.4. Для Москвы и Ленинграда разность температур город — пригород в среднем за год составляет около 1°C — температура в городе выше. Однако в ряде южных городов и, в частности, таких как Ашхабад и Харьков, в летние месяцы температура ниже, чем в пригороде. Это в первую очередь связано с озеленением городов, благодаря чему днем здесь прохладнее, а в ночное время теплее, чем в пригородной зоне.

По данным различных авторов, тепловое влияние городов четко проявляется в пределах 100–500-метрового слоя. Одновременно с

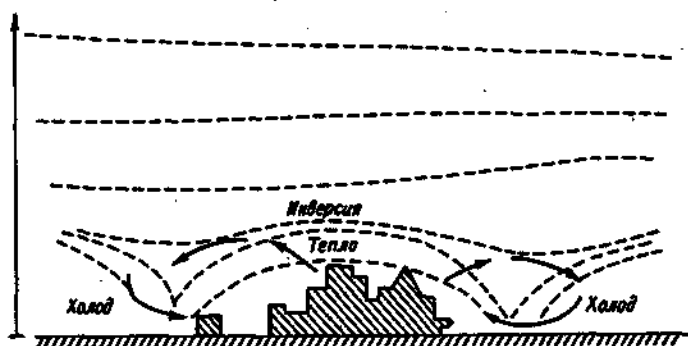


Рис. 7.5. Городская циркуляция, развивающаяся при слабых ветрах.

этим в климате всего города обнаруживается много общих признаков иногда и до высоты 1 км. Большая шероховатость подстилающей поверхности и наличие острова тепла обуславливают и особенности ветрового режима в условиях города. При слабых ветрах до 2–3 м/с может возникнуть местная городская циркуляция. Это явление схематически изображено на рис. 7.5. У поверхности земли течения направлены к центру, где располагается остров тепла, а наверху наблюдается отток воздуха к окраинам города.

В самом городе различия в нагреве освещенных и затененных частей улиц и дворов обуславливают местную циркуляцию воздуха. В ней восходящая ветвь формируется над поверхностью освещенных стен, а нисходящая – над затененными стенами и частями улиц или дворов. Наличие в городах водоемов также способствует формированию дневной местной циркуляции от водоема к городским участкам, а ночью наоборот.

Ветровой режим крупных городов характеризуется рядом особенностей. Большинство исследователей отмечает, что скорость ветра в городе снижается по сравнению с открытой территорией. Но в некоторых случаях в городе возможно усиление скорости ветра. Например, в городах, расположенных на всхолмленной территории, при направлениях ветра, совпадающих с направлением улицы, ограниченной многоэтажными зданиями.

На рис. 7.6 показаны средние профили скорости ветра и температуры в нижнем 300-метровом слое на станциях Воейково и Ленинград, дающие представление о различиях, которые могут иметь место не только у поверхности земли, но и в нижней части пограничного слоя.

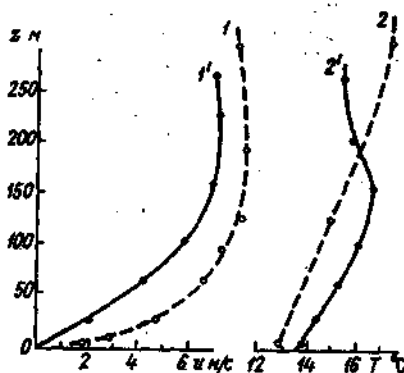


Рис. 7.6. Профили ветра и температуры при устойчивой стратификации на станциях Воейково (1 и 2) и Ленинград (1' и 2'). По Л. Р. Орленко.

Для указанных пунктов использованы материалы одновременных наблюдений на телевизионной башне в Ленинграде и данные температурно-ветрового зондирования в Воейково. Приведенный рисунок иллюстрирует уже хорошо известную закономерность: уменьшение скорости ветра и повышение температуры над городом. Различия в распределении ветра с высотой в городе и пригороде бывают обусловлены не только влиянием шероховатости, но и характером стратификации. В большинстве случаев влияние шероховатости оказывается более существенным, хотя в некоторых случаях противоположное влияние шероховатости и стратификации приводит к тому, что различия в скорости ветра в городе и пригороде в нижнем слое практически отсутствуют.

Так, в частности, анализ параллельных наблюдений в городе и сельской местности показал, что в условиях Ленинграда пограничный слой стратифицирован более неустойчиво, чем в пригороде, в течение всего года. Таким образом, в данном случае в противоположность динамическому влиянию тепловое влияние города приводит к усилению скорости ветра над городом по сравнению с окрестностями. В районах с недостаточным увлажнением температурные различия город — пригород могут быть незначительными. В некоторых случаях в засушливых районах озелененный город может оказаться даже холоднее, чем сельская местность. Тогда для города будет характерна более устойчивая стратификация, усиливающая занижение скорости

ветра за счет динамического фактора.

В условиях города вертикальные профили ветра могут сильно варьировать в зависимости от свойств подстилающей поверхности и, в частности, от ее шероховатости. Ветровые профили, измеренные даже в одном и том же пункте при разных направлениях ветра, могут существенно различаться между собой, когда характер подстилающей поверхности в разных направлениях от измерительного прибора неодинаков.

В многочисленных работах, посвященных исследованиям распределения ветра в нижних слоях атмосферы над городом, показано, что вертикальные профили средних скоростей ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы хорошо аппроксимируются логарифмической функцией высоты

$$\frac{u(z)}{u(z_1)} = \frac{\lg z - \lg z_0}{\lg z_1 - \lg z_0}, \quad (7.12)$$

где $u(z)$ и $u(z_1)$ — скорости ветра соответственно на высотах z и z_1 ; z_0 — параметр шероховатости подстилающей поверхности.

В то же время было показано, что вертикальный профиль средней скорости ветра с достаточной степенью точности можно аппроксимировать и степенной функцией высоты

$$u(z)/u(z_1) = (z/z_1)^m. \quad (7.13)$$

М. М. Борисенко, используя большой массив измерений ветра на телевизионной мачте в Ленинграде, получил интересные данные о зависимости вертикальных профилей ветра в слое 25–232 м от скорости и направления ветра на высоте 25 м. В табл. 7.3 приведены характеристики ветровых профилей при адиабатическом состоянии атмосферы. В двух последних графах даны средние квадратические ошибки описания профилей ветра формулами (7.12) и (7.13), которые показывают, что точность аппроксимации профилей ветра указанными формулами примерно одинакова. Наиболее точно адиабатические профили ветра аппроксимируются логарифмической формулой при $\bar{u}_{25} = 2...4$ м/с. С увеличением скорости ошибки описания профилей ветра в слое 25–232 м формулой (7.12) возрастают. Параметр шероховатости z_0 , найденный из профилей ветра в слое 25–232 м, уменьшается с ростом скорости на высоте 25 м от 6,3 до 0,4 м при изменении скорости ветра от 1 до 8 м/с. Показатель степени m в формуле (7.13) заметно уменьшается с ростом скорости ветра на высоте 25 м только при скоростях не более 4 м/с. При большей скорости величина m меняется мало.

Таблица 7.3

Характеристики ветровых профилей при адиабатическом
состоянии атмосферы

Градиент μ_{25} м/с	Скорость ветра (м/с) на уровнях, м					m	z_0 м	σ_c м/с	σ_d м/с
	25	68	104	164	232				
0,0–1,5	1,1	2,2	2,5	2,5	2,7	0,48	6,3	0,39	0,25
1,6–2,5	2,1	3,1	3,5	3,8	4,0	0,33	2,6	0,19	0,11
2,6–3,5	3,1	4,2	4,7	5,2	5,4	0,27	1,4	0,18	0,07
3,6–4,5	4,1	5,2	6,0	6,7	7,0	0,25	1,4	0,12	0,14
4,6–5,5	5,0	6,3	7,2	8,2	8,6	0,26	1,2	0,13	0,22
5,6–6,5	6,0	7,2	8,1	9,5	9,9	0,23	0,9	0,18	0,32
6,6–7,5	7,0	8,5	9,7	11,4	12,0	0,24	0,9	0,34	0,42
7,5(8,5)	8,5	9,6	11,2	13,0	13,9	0,21	0,4	0,52	0,47
Все скорости	4,3	5,5	6,2	7,1	7,4	0,25	1,2	0,11	0,12

На рис. 7.7 представлена зависимость m и z_0 от направления ветра при средних скоростях на высоте 25 м. Из рисунка видно, что показатель степени m варьирует в зависимости от направления ветра в пределах 0,22–0,31, т. е. изменяется примерно в 1,5 раза. Диапазон относительной изменчивости параметра шероховатости z_0 в 2 с лишним раза больше: в зависимости от направления он варьирует в пределах 0,6–2,2 м. Приведенные в табл. 7.3 и на рис. 7.7 данные позволяют наглядно представить количественную оценку тех различий в вертикальных профилях ветра (нижних 300 м атмосферы), которые возникают при

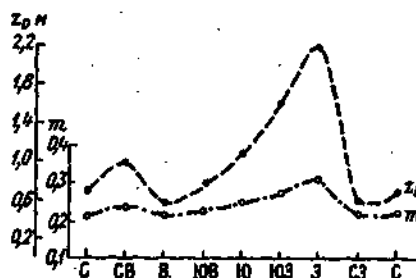


Рис. 7.7. Изменчивость по направлениям ветра параметров m и z_0 при адиабатическом градиенте температуры в нижнем слое атмосферы. Ленинград, телемачта.

изменении направления и скорости ветра в условиях неоднородной подстилающей поверхности городов. В зависимости от особенностей городской застройки, климатических условий, стратификации и других исходных данных количественные характеристики ветра могут быть иными.

Влажность воздуха в крупных городах ниже, чем в окрестностях, что связано с повышением температуры и общим понижением влаги в атмосфере над городом вследствие уменьшения испарения. Экспериментальные исследования в различных городах показали, что в отдельных случаях различия в абсолютной влажности могут достигать 2,0–2,5 гПа и относительной влажности 11–20 %.

Контрасты элементов влажности город – окрестности в годовом ходе имеют максимальные значения в летний период, а в суточном ходе – в вечерние часы. Ранним вечером воздух в сельской местности охлаждается быстрее, и стратификация делается более устойчивой по сравнению с условиями в городской застройке. В нижних слоях воздуха происходит увеличение влаги, поскольку испарение у земли превосходит отток влаги в верхние слои из-за ослабленного турбулентного обмена. В течение последующей ночи выпадающая роса уменьшает влажность у поверхности земли. Образуется инверсия. В городах, наоборот, сочетания слабого образования росы, наличия антропогенных источников водяного пара и областей застойного воздуха обеспечивают большую влажность в городских застройках города. Днем развитая термическая неустойчивость обеспечивает обмен влагой между нижними и верхними слоями воздуха, и различие между городом и его окрестностями сглаживается.

В широтных зонах, где зимой поверхность земли покрывается снегом или замерзает, воздух в большом городе может быть более влажным и днем, за счет антропогенных источников, обеспечивающих значительное поступление водяного пара в атмосферу.

В отношении влияния города на осадки существуют довольно противоречивые мнения, что говорит о сложности исследования данного вопроса. При рассмотрении влияния города на осадки необходимо отдельно рассматривать твердые и жидкие осадки, поскольку влияние города на каждый из названных видов будет различным. В зимний период года различия в суммах осадков обычно незначительны. В летнее время наибольшие суммы осадков выпадают над городом, но не в центральной его части, а на окраинах. Если влажность воздуха достаточно высокая, то повышенная конвективная неустойчивость и загрязненность воздуха над городом способствуют образованию облачности. В процессе преобразования облаков из кучевых в мощные

кучевые и кучево-дождевые происходит их смещение под влиянием преобладающего переноса в атмосфере, и осадки выпадают в подветренных районах города и за его пределами на расстоянии нескольких километров. В тех случаях, когда влажность воздуха недостаточна для образования облаков, мощные конвективные потоки, формирующиеся над центральными районами города, являются препятствием для горизонтальных воздушных потоков, поступающих в наветренную часть города. Приходящие массы воздуха испытывают дополнительный вынужденный подъем, вследствие чего образуется облачность и выпадают осадки.

Имеющиеся различия в температурно-влажностном режиме город – пригород накладывают свой отпечаток и на распределение атмосферных явлений. Существует мнение, согласно которому туманов в городе в связи с повышением температуры и понижением относительной влажности может быть меньше, чем за городом. С другой стороны, в ряде климатических зон, таких, например, как Сибирь или Северный Казахстан, в городах число дней с туманом может быть и больше, чем в пригороде. Одной из возможных причин такого распределения является ослабление скорости ветра в городе или значительное загрязнение воздуха, усиливающееся при устойчивой стратификации.

Исследования грозовой деятельности в различных районах показали, что средняя суммарная продолжительность всех гроз за год в городе в 1,5–2,5 раза меньше, чем в его окрестностях.

Рассматривая влияние большого города на распределение основных метеорологических величин, следует отметить, что имеются общие закономерности в их распределении, и в то же время количественные результаты, полученные для одних городов, не всегда можно распространить на другие, даже одинакового масштаба и характера застройки.

7.4

Микроклиматы водоемов и прибрежных территорий

Микроклиматические особенности водоемов и прибрежных территорий возникают прежде всего из-за значительных различий структуры теплового баланса суши и воды. Так, в частности, исследования Т. В. Кириловой и др. показали, что около 90 % радиационного баланса на водоемах расходуется на прогревание водных масс и испарение и только 10 % – на турбулентный поток тепла в воздух, вследствие чего нагревание воздуха над водоемами небольшое и почти

одинаковое днем и ночью, в то время как над сушей оно заметно меняется в течение суток.

В среднем за год водоемы теплее суши, на что указывал еще А. И. Воейков. Исключение составляют только водоемы, находящиеся в очень сухих и жарких климатах, где испарение с поверхности суши ничтожно, а с водной поверхности велико.

Вследствие различий в соотношении между составляющими радиационного и теплового балансов водной поверхности и суши создается местная циркуляция (бризы), наиболее четко выраженная в теплое время года в прибрежной полосе, размеры которой зависят от площади водоемов и контрастов в температуре поверхности суши и водоема, а также от строения окружающей территории. Днем над нагретой сушей конвективные потоки поднимаются вверх, а на смену им с водоемов в нижнем слое приходит более холодный воздух, возникает дневная ветвь бризовой циркуляции. Ночью, когда суша становится холоднее водных масс, возникает обратная циркуляция. Бризы помимо морских побережий наблюдаются на больших и малых водоемах и на больших реках (например, на Волге). Чем меньше водоем, тем меньше скорости бриза, его горизонтальная и вертикальная мощность. Наиболее часто мощные бризы возникают в низких широтах, в средних широтах бризовая циркуляция выражена слабее. Особенности орографии прибрежных территорий влияют на проникновение бриза в глубь суши. Наиболее благоприятные условия создаются для его распространения на плоских побережьях, где он проникает в глубь суши на десятки километров, а в отдельных случаях и до 100 км, как, например, в районе Рионской долины. При нахождении вблизи береговой линии горных препятствий проникновение бризов в глубь территории ограничено.

Скорости ветра при бризовой циркуляции могут быть различные, от 1–2 до 7 м/с и более в случае хорошо развитого бриза. Влияние водоемов на скорость ветра на побережьях прослеживается и при отсутствии бризовой циркуляции. Скорость ветра над водоемами всегда больше, чем над прилегающими участками суши вследствие малой шероховатости водоемов. Различия в шероховатости воды и суши приводят к тому, что воздушные потоки, встречая меньшее сопротивление движению над водой при ветре, дующем под углом к суше, имеют тенденцию обтекать береговую линию со стороны моря. Встречая на пути мысы, особенно гористые, ветер частично их обтекает, а частично переваливает через них и резко усиливается. Поэтому на мысах нередко можно наблюдать скорости ветра большие, чем над открытым морем. Здесь проявляется комбинированное влияние водной поверхности, границы с сушей и рельефа. По мере удаления от берега скорости ветра

Таблица 7.4

Изменение средней дневной ΔT_d (1-я строка) и средней ночной ΔT_n (2-я строка) температур воздуха под влиянием моря или крупного водоема. Мин.

Море, водоем	Расстояние от моря (водоема), км							
	0,01	1	2	4	6	8	10	20
Каспийское море (ВП)	-7,7	-5,3	-4,2	-2,5	-1,7	-1,2	-0,9	-0,3
	3,5	2,2	1,5	0,8	0,7	0,6	0,5	0,2
Каспийское море (ЗП, ВП)	-4,5	-3,2	-2,3	-1,2	-0,6	-0,4	-0,3	-0,2
	4,2	2,8	2,0	1,3	0,8	0,5	0,4	0,2
Черное море (Крымский п-ов)	-3,4	-0,5	-0,2	0				
	4,9	1,6	0,9	0,3	0			
Азовское море	-3,2	-1,5	-1,1	-0,8	-0,6	-0,4	-0,3	0
	3,0	1,9	1,5	1,0	0,7	0,5	0,3	0
Черное море (СЗП)	-3,0	-2,2	-1,0	-0,5	-0,3	-0,2	0	
	3,5	2,5	1,5	1,0	0,5	0,3	0	
оз. Байкал (ЗП)	-7,4	-4,2	-2,9	-1,4	-0,8	-0,4	-0,3	-0,2
	-6,4	-3,2	-2,4	-1,4	-0,9	-0,6	-0,4	-0,2
Балтийское море (Финский и Рижский заливы)	-2,4	-1,5	-1,1	-0,6	-0,4	-0,3	-0,3	0
	2,6	0,9	0,4	0				
оз. Байкал (ЮВП)	-4,4	-2,4	-1,9	-0,9	-0,4	-0,3	-0,2	0
	-4,2	-3,0	-2,2	-1,2	-0,8	-0,5	-0,3	-0,2
Белое море (ЗП и ЮП)	-4,2	-2,2	-1,4	-0,4	-0,2	0		
	-2,0	-1,1	-0,8	-0,5	-0,4	-0,3	-0,2	0
Белое море (побережье)	-6,4	-2,3	-1,6	-1,0	-0,8	-0,6	-0,4	-0,2
	-6,2	-2,6	-1,9	-0,8	-0,5	-0,2	-0,2	0
Баренцево море	-5,4	-4,0	-3,0	-2,0	-1,4	-0,9	-0,7	-0,2
	-5,2	-4,2	-3,2	-1,8	-1,0	-0,6	-0,4	-0,2

Примечание. ВП — восточное побережье, ЗП — западное побережье, ЮП — южное побережье, СЗП — северо-западное побережье, ЮВП — юго-восточное побережье.

в прибрежной полосе ослабевают приблизительно по логарифмическому закону, и на расстоянии порядка 10 км влияние моря уже не сказывается.

Водоемы в зависимости от размера оказывают большее или меньшее влияние на термический режим прибрежных районов. Влияние это неоднозначно в зависимости от сезона, времени суток и погодных условий. В табл. 7.4 приведены изменения средних дневной и ночной

температур воздуха под влиянием различных водных объектов в летний период, которые дают наглядную картину количественных изменений температурных характеристик в 20-километровой зоне от береговой линии. Как видно из приведенной таблицы, на территории СССР значение и знак микроклиматической изменчивости дневных и ночных температур на побережьях морей очень различны. Дневные температуры вблизи береговой линии на южных морях, Черном, Азовском, Каспийском, понижены на 3–7 °C по сравнению с границей ареала влияния водоемов (10–22 км), а ночные температуры повышены на 3–5 °C. На побережье северных, более холодных морей Баренцева и Белого в летний сезон дневные и ночные температуры понижены. Существенное влияние на температурный режим оказывают и менее значительные по своим размерам водоемы: озера, водохранилища, реки. Так, например, в низовьях Волги при ветрах с реки дневные температуры понижаются на 1–2 °C и приблизительно на столько же повышается ночная температура.

При исследовании изменений микроклиматических характеристик побережья под воздействием водоема необходимо учитывать изменчивость направления ветра внутри выбранного интервала времени. При направлении ветра с водоема он оказывает наибольшее влияние на микроклиматические характеристики. В случае противоположного направления ветра водоем оказывается под влиянием суши. Водоемы оказывают большое влияние на продолжительность безморозного периода. Согласно И. А. Гольцберг, в долинах больших рек, на берегах озер, водоемов длительность безморозного периода увеличивается на 10–20 дней. В тех случаях, когда расположение водоемов в понижениях сочетается с влиянием вогнутых форм рельефа, влияние водоема на термический режим, согласно О. А. Дроздову, оказывается более значительным. Например, осенью в ночные часы над озерами, расположенными в котловинах и в долинах рек, стекание воздушных масс способствует образованию здесь туманов испарения. Повышение температуры воздуха в этих случаях составляет примерно 7 °C.

В прибрежных районах морей и водоемов наблюдаются значительные контрасты в распределении всех метеорологических величин. Они имеют суточный ход и сильно зависят от изменчивости скорости и направления ветра в районах с хорошо развитой бризовой циркуляцией. Это относится в первую очередь к тропическим широтам, где бризы наблюдаются весь год и имеет место достаточно четко выраженный суточный ход скорости и направления ветра. Утром обычно отмечается затишье, соответствующее моменту смены берегового бриза морским, после чего ветер усиливается, достигая к 13–15 ч скорости

5–6 м/с. Вечером около 19–21 ч морской бриз стихает, сменяясь береговым бризом, скорость которого 3–4 м/с.

Амплитуда суточного хода температуры на побережье мала за счет уменьшения температурного максимума, а сам ход температуры сильно усложняется. Нередко после падения температуры, связанного с началом морского бриза, вновь наступает рост температуры, обусловленный дневным прогревом. К вечеру температура начинает падать, но после прекращения дневного бриза может обнаружиться некоторый ее рост.

Относительная влажность на побережье по сравнению с внутренними частями материка увеличивается с наступлением морского бриза на 5–10 %. Суточный ее ход обратный ходу температуры. Увеличение абсолютной влажности в отличие от относительной на побережье наблюдается не всегда. В случае когда море значительно холоднее суши, морской бриз может содержать влаги меньше, чем воздух суши.

Своеобразные условия суточного хода создаются и в распределении облачности, осадков и других метеорологических величин. На плоских побережьях, например, увеличивается число часов солнечного сияния (до 10 % и более), уменьшается количество конвективной облачности и, как следствие этого, уменьшаются осадки. Однако с удалением от берега на расстоянии 20–30 км над сушей происходит уже усиление турбулентности и увеличение конвективной облачности и осадков. Осадки на побережьях наиболее часто выпадают или рано утром, до начала дневного бриза, или поздно вечером, или даже ночью, после его окончания.

Бризовая циркуляция отчетливо сказывается и на суточном ходе скорости ветра. Бризы I рода развиваются в ослабленном поле общего переноса, скорость ветра зависит от интенсивности термического его возмущения, которое днем больше, чем ночью.

Бризы II рода развиваются, когда на местную циркуляцию накладывается отчетливо выраженный перенос с берега, скорость ветра ночью усиливается за счет температурного контраста суша – море, и, как следствие этого, в отличие от бризов I рода она может быть ночью выше, чем днем.

При морских бризах II рода, которые напоминают холодные фронты в миниатюре, как правило, днем скорость ветра в нижнем течении ниже, чем при бризах I рода. Однако продвижение бризового

фронта II рода сопровождается более резким скачком в ходе всех метеорологических величин по сравнению с бризами I рода.

7.5

Роль рельефа в формировании мезо- и микроклимата

Неровности поверхности с разностями высот порядка сотен или десятков метров влияют на мезо- и микроклимат в основном так же, как и крупномасштабный рельеф на общие условия климата. Однако есть различия, обусловленные тем, что разности высот в данном случае малы, и потому высота над уровнем моря не имеет существенного значения.

Основная роль в микроклимате пересеченной местности принадлежит экспозиции, т. е. ориентации склонов относительно стран света, а также формам рельефа. Неравномерное распределение солнечной радиации по склонам разной крутизны и ориентации является одной из основных причин возникновения термических различий подстилающей поверхности в условиях изрезанного рельефа.

Наиболее высокие температуры почвы, как показывают наблюдения, отмечаются на юго-западных склонах. Это, по-видимому, связано с уменьшением интенсивности обмена между почвой и атмосферой в вечерние часы по сравнению с полуднем. Радиация, получаемая во второй половине дня, более полно используется для нагревания почвы. Различия в нагревании почвы на склонах различной экспозиции сказываются и на распределении температуры воздуха, что может отразиться на характере растительности, сроках зацветания и т. д. Ф. Шнелле, например, приводит случаи созревания хлебов на южных склонах на 14 дней раньше, чем на северных, при одной и той же высоте. Он отмечает, что эти различия в сроках созревания определяются формой рельефа, влияние которого проявляется через различия в солнечной радиации. То же самое можно наблюдать и в отношении начала цветения плодовых. На обращенных к северу склонах долин, вследствие меньшего поступления солнечной радиации, цветение может начаться на 1–2 недели позже, чем на противоположных южных склонах.

Разность температур на южных и северных склонах холмов в ясную погоду днем может достигать у земной поверхности нескольких градусов, но на высоте 2 м она обычно составляет всего несколько десятых долей градуса. В пасмурную погоду, естественно, различия в температуре на склонах сглаживаются.

Увеличение колебаний температуры в вогнутых формах рельефа и ее уменьшение на вершинах холмов четко проявляется не только в условиях макрорельефа, но и в условиях микрорельефа. Особенно

Таблица 7.5

Время начала и конца заморозков
в различных условиях рельефа

Местоположение	Изменение средних дат заморозков (дни) по сравнению с равным открытым местом		Длительность безморозного периода, дни
	Весна	Осень	
Вершины и верхние части склонов	+10	+10	+20
Долины глубиной от 50 до 100 м	-5	-10	-15
Котловины и низины	-11	-14	-25

Примечание. Знак „плюс“ означает увеличение длительности безморозного периода, знак „минус“ — уменьшение длительности безморозного периода.

велики различия в минимальных температурах. Разности абсолютных минимумов могут достигать 15 °С даже на высоте метеорологической будки. Это объясняется стоком холодного воздуха по склону местности и ослабленным обменом воздуха в низинах.

Влияние рельефа, наиболее четко проявляющееся в распределении минимальных температур, сказывается и на длительности безморозного периода. В табл. 7.5 приведены данные И. А. Гольцберг об изменении средних дат заморозков в зависимости от рельефа.

Интенсивность заморозков также находится в сильной зависимости от формы рельефа. Это влияние проявляется даже при самых малых разностях высот. Разницы температур почвы и прилегающих слоев воздуха на грядках и между грядками могут достигать нескольких градусов. Даже самые мелкие неровности оказывают влияние на температуру почвы. Например, гребневая вспашка способствует более быстрому прогреванию почвы весной по сравнению с равными полями.

В горных районах вследствие термической неоднородности вдоль склона и разности температур в приземном слое над склоном и в свободной атмосфере на той же высоте возникают местные циркуляции. По определению Э. А. Бурмана, это воздушные течения небольшой горизонтальной протяженности (от нескольких сотен метров до десятков километров), возникающие вследствие локального возмущения в

поле ветра общей циркуляции под воздействием подстилающей поверхности. Это прежде всего горно-долинные ветры, фён и бора. Они относятся к мезомасштабным циркуляциям и достаточно подробно рассмотрены в курсе метеорологии.

Местные ветры возникают и в условиях холмистого рельефа. В соответствии с классификацией (см. табл. 7.1), эти циркуляции могут иметь мезо- и микромасштаб.

Воздействие холмистого рельефа на ветер наиболее отчетливо прослеживается при антициклонических условиях погоды и небольших скоростях основного потока. Ночью в холмистом рельефе с вершины и склонов воздух стекает вниз под влиянием силы тяжести и получает еще дополнительное ускорение за счет горизонтальной термической неоднородности склон — атмосфера. На смену стекающему охлажденному воздуху из атмосферы поступает более теплый воздух. Прямым следствием такого процесса является возникновение или усиление термической неоднородности вдоль склона: температура убывает от вершины и верхних частей склона вниз. По мере уменьшения крутизны склона условия для стока охлаждающегося воздуха ухудшаются, а у подножия склона и особенно в бессточных отрицательных формах рельефа, где стока уже нет, происходит скопление холодного воздуха. Таким образом, в условиях микрорельефа может создаваться местная циркуляция по типу горно-долинной, но в отличие от последней дневная ее ветвь почти никогда не наблюдается из-за усиления ветра и интенсивного турбулентного обмена.

Анализ материалов наблюдений показал, что при отсутствии склоновых ветров разности температуры вдоль склона малы и редко превышают $0,5^{\circ}\text{C}$, при наличии склоновых ветров эти различия возрастают в среднем до $4-5^{\circ}\text{C}$, а в отдельных случаях — до $8-12^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, процессы стекания охлаждающегося воздуха являются основной причиной возникновения ночных микроклиматических различий в холмистом рельефе.

На формирование микроклиматических особенностей большое влияние оказывают и скорости ветра. О соотношении скорости ветра в различных условиях рельефа по сравнению с открытым ровным местом для высоты 2 м дают данные, представленные в табл. 7.6, где в качестве показателя изменения скорости воздушного потока использован коэффициент, представляющий собой отношение скорости ветра в данном местоположении к скорости на открытом ровном месте. Влияние препятствий на воздушный поток сильнее сказывается при небольших скоростях ветра ($3-5\text{ м/с}$) и устойчивой стратификации атмосферы.

Коэффициенты изменения скорости ветра в различных условиях рельефа по сравнению со скоростью на открытом ровном месте (высота 2 м) при неустойчивой (устойчивой) стратификации атмосферы

	Скорость ветра на ровном месте, м/с	
	3-5	6-20
Открытое ровное место	1	1
Открытые возвышения (холмы)		
Вершины		
$\Delta h > 50$ м	1,4-1,5 (1,6-1,8)	1,2-1,3 (1,4-1,5)
$\Delta h < 50$ м	1,3-1,4 (1,5-1,7)	1,1-1,2 (1,3-1,4)
Наветренные склоны крутизной 3-10°		
верхняя часть	1,2-1,3 (1,4-1,6)	1,1-1,2 (1,3-1,5)
средняя часть	1,0-1,1 (1,0-1,1)	1,0-1,1 (1,1-1,2)
нижняя часть	1,0-1,0 (0,8-0,9)	0,9-1,0 (1,0)
Параллельные ветру склоны крутизной 3-10°		
верхняя часть	1,1-1,2 (1,3-1,4)	1,0-1,1 (1,2-1,3)
средняя часть	0,9-1,0 (1,0-1,1)	0,8-0,9 (0,9-1,0)
нижняя часть	0,8-0,9 (0,9-1,0)	0,7-0,8 (0,8-0,9)
Подветренные склоны крутизной 3-10°		
верхняя часть	0,8-0,9 (0,8-0,9)	0,7-0,8 (0,7-0,8)
средняя часть	0,8-0,9 (0,9-1,0)	0,8-0,9 (0,9-1,0)
нижняя часть	0,7-0,8 (0,8-0,9)	0,7-0,8 (0,8-0,9)
Возвышения с плоскими вершинами и пологими склонами		
Вершины, верхние части наветренных склонов крутизной 1-3°	1,2-1,4 (1,4-1,6)	1,1-1,3 (1,4-1,5)
Средние и нижние части наветренных и параллельных ветру склонов крутизной 4-10°	1,1-1,2 (1,1-1,2)	1,1-1,2 (1,2-1,3)
Средние и нижние части подветренных склонов крутизной 4-10°	0,7-0,9 (0,9-1,0)	0,8-0,9 (0,9-1,0)
Долины, лощины, овраги		
Дно и нижние части склонов долин, лощин, оврагов		
продуваемых ветром	1,1-1,2 (1,3-1,5)	1,2-1,3 (1,4-1,5)
не продуваемых ветром	0,7-0,8	0,7-0,8
замкнутых	$\leq 0,6$	$\leq 0,6$
Средние и верхние части склонов долин, лощин, оврагов		
продуваемых ветром	1,2-1,3 (1,4-1,5)	1,2-1,3 (1,4-1,5)
не продуваемых ветром	0,8-0,9 (0,6-0,7)	0,8-0,9 (0,6-0,7)
замкнутых	$\leq 0,6$	$\leq 0,6$

На количество выпавших осадков и их перераспределение оказывают влияние расчлененность рельефа, экспозиция склонов относительно влагонесущего потока, высота возвышенностей, их горизонтальная протяженность. При большой горизонтальной протяженности возвышенностей (сотни километров) на увеличение количества осадков основное влияние оказывает высота над уровнем моря. На возвышенностях с небольшой горизонтальной протяженностью увеличение количества осадков обусловлено ростом турбулентности, связанной со значительной изрезанностью рельефа. При очень малых горизонтальных размерах возвышенностей начинает влиять перераспределение осадков ветром, что может привести к увеличению осадков на подветренных склонах.

В теплое время года в нижних частях вогнутых форм рельефа приход воды увеличивается по сравнению с вершинами и верхними частями склонов за счет воды, поступающей с вышележащих участков, что является одной из причин различий во влагозапасах почвы на пересеченной местности.

Явления, сходные с перераспределением осадков в зависимости от ветра, возникают и в результате переносов снежного покрова метелями и поземками. Зимой в пониженных формах рельефа, как правило, происходит скопление снега за счет сдувания его с возвышенных мест. Высота снежного покрова значительно больше на подветренных склонах. Весной снег раньше всего сходит на вершинах и южных склонах холмов, где увеличен приток солнечной радиации. Характер схода снега и оттаивания почвы на склонах различной экспозиции обуславливает неодинаковое поглощение почвой талых вод. На северном склоне, где почва обычно оттаивает раньше, чем сходит снег, ею поглощается больше талых вод, чем на южном склоне, где снег сходит раньше, чем оттаивает почва.

Перераспределение осадков на склонах и у их подножий имеет большое значение при расчетах баланса влаги. Это обстоятельство следует учитывать работникам сельского хозяйства при оценке влагообеспеченности культур и формирования урожая.

8

ИЗМЕНЕНИЯ И КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА

8.1

Изменения климата

Изменчивость погоды обычно противопоставляется постоянству климата, что обосновывается постоянством формирующих его факторов. В действительности метеорологический режим под воздействием как внешних (климатических) факторов, так и под влиянием изменения состава атмосферы, характера деятельной поверхности, океанической и атмосферной циркуляции может изменяться в любых масштабах времени. Правда, когда говорят о погоде, имеют в виду лишь кратковременное изменение атмосферной циркуляции, не меняющее режим постоянно действующих климатообразующих факторов. Однако постоянство действия любого климатообразующего фактора тоже относительно.

Наиболее постоянным является приход солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы для Земли в целом. Колебания солнечной постоянной, по современным наблюдениям, не превышают доли процента (0,1–0,3%), и астрофизики пока не допускают сколько-нибудь значительных ее колебаний. Однако в результате звездной эволюции солнечная постоянная, по их данным, должна возрастать примерно на 5% за 1 млрд лет. Но уже приход радиации к определенным широтам и полушариям в тот или другой сезон под влиянием колебаний элементов земной орбиты меняется на большие величины. Сильно меняется баланс радиации в связи с изменением состава атмосферы. Деятельная поверхность земного шара тоже не остается постоянной: меняются соотношение площадей и расположение суши и океанов, скорость вращения Земли и расположение полюсов, меняются площади, занимаемые снегом и льдом, рельеф суши, уровень мирового океана.

Взаимодействие атмосферной и океанической циркуляции с полярными льдами создает не только кратковременные колебания

погоды, но и возмущения, длящиеся до 10 тыс. лет. Поэтому делить изменения и изменчивость климата целесообразно в основном по длительности действия тех или других возмущений. За изменчивость климата целесообразно принять относительно кратковременное обратимое изменение периодов, меньших, чем используются для определения климата (несколько десятилетий). В спектре колебаний метеорологического режима большей части северного полушария почти нет колебаний длительностью 16–19 лет (Восточная Европа, Азия, Африка). В других районах (Западная Европа, Америка) за последнее 100-летие этот провал в спектре сместился на средний период колебаний, 20–25 лет (в предыдущие столетия эти колебания были четко выражены). Колебания меньших интервалов целесообразно отнести к изменчивости климата, а более длительные – к колебаниям климата (если они обратимы) или к изменениям климата (если они носят необратимый характер).

8.1.2

Источники информации о климатах прошлого

О некоторых факторах формирования климатов прошлого мы знаем теоретически. Так, известно, что в процессе звездной эволюции температура Солнца должна возрастать. Сведения о колебаниях земной орбиты получены не только из эмпирических данных, но и по теоретическим расчетам. В частности, рассчитана необратимая тенденция изменений наклона эклиптики к экватору, связанная с действием приливных сил. Это приводит к постепенному увеличению периода вращения Земли вокруг оси, что подтверждается геологическими данными. Имеются общие соображения об изменении положения материков (в том числе очень существенных), об изменении соотношения площадей суши и океанов, о перемещении земных полюсов. Из геологии известно об эпохах горообразования (пусть лишь эмпирически), эволюции состава земной атмосферы и т. д. Все это наводит на мысль о существовании климатов прошлого, отличных от настоящих, что может быть использовано в математических моделях. Больше всего сведений о климатах прошлого получается эмпирическим путем или на основе материалов палеоклиматических реконструкций геологов и палеонтологов. Они используются либо непосредственно, либо проигрываются на физических моделях, позволяющих уточнять и обобщать выявленные эмпирически закономерности, в том числе и проверять их соответствие современному климату, но в свою очередь нуждаются в проверке их физических оснований эмпирическим материалом. Естественно, что средства информации и степень детальности восстановления тех или иных событий зависят от времени, протекшего после

исследуемых проявлений климата прошлого.

Последним наиболее хорошо известным периодом в истории исследований климата является инструментальная эпоха. Систематические метеорологические наблюдения возникли в начале XVII в., но совершенствование приборов да и развитие самой физики привело к тому, что относительно надежные сведения о температуре и то по единичным пунктам мы имеем с конца первой четверти XVIII в., по другим элементам – с конца XVIII в., а по многим величинам, даже таким важным, как количество осадков или испарения, достаточно точно наблюдаемых количественных величин нет до нашего времени. За начальные десятилетия XVII в. имеется только более или менее вероятная реконструкция, произведенная на основании наблюдений по примитивным приборам, а в отдельных пунктах и по косвенным показателям. Если к этому добавить, что полярные районы северного полушария начали освещаться лишь около 100 лет назад (первый Международный полярный год), а южного полушария – еще позже, то выходит, что и инструментальная эпоха освещения в некоторых отношениях скудна; выручают только косвенные показатели климата, на основе анализа природных явлений.

Период, начавшийся 1–3 тыс. лет назад, можно назвать исторической эпохой. Здесь инструментальных наблюдений почти нет, но есть хроника выдающихся явлений климата: засух, наводнений, вскрытия и замерзания рек, сильных холодов, замерзания и освобождения ото льда морей и т. д. И, конечно, сохранились довольно детальные сведения о сменах растительности (по ее остаткам, пыльце, спорам), террасах непроточных водоемов, приростах древесины (а иногда и ее составу), отложениях илов в озерах или археологические данные о хозяйстве людей той или иной эпохи в конкретных районах. Каждый источник информации нуждается не только в перекрестной проверке, но и в правильной интерпретации. Например, режим водоемов характеризует преимущественно зимние условия увлажнения, растительность – в основном летние условия увлажнения, а в более высоких широтах и температуры.

Хроника часто отражает субъективное мнение авторов, которое к тому же естественно сравнивает ход климата с привычным для них фоном. После дождливой эпохи уменьшение дождливости воспринимается как великая сушь, после сухой – как необычайно большое увлажнение. Преувеличиваются особенности климата стран, непривыч-

ные тому или иному автору. Иногда встречаются и сознательные искажения фактов, чтобы отбить охоту у конкурентов отправляться в те или иные районы. Порой современные сообщения не всегда правильно понимаются спустя несколько столетий. Например, „море подошло к стенам города“ можно понимать по-разному. Несомненно, что был подъем уровня воды, и море приблизилось к городу. Но насколько? Это было понятно пишущему, но непонятно современному читателю, уже не говоря о том, что в самом явлении, поразившем автора записи, могло таиться и преувеличение. Наконец, мы не всегда можем правильно интерпретировать события прошлого, например обнаруживаемые археологически. Так, запустение той или иной местности могло произойти не только из-за ухудшения климата, но из-за изменения гидрографической сети. Реки Средней Азии или Китая несут огромное количество твердых наносов, а протекают после выхода на равнину в плохо разработанных руслах. Эти русла забиваются наносами, и реки пробивают себе новые русла, иногда существенно отличные от старых. Наконец, сокращение ирригационной сети может быть вызвано не климатом, а ее разрушением завоевателями или правителями, по тем или иным причинам переселившим и жителей района. Однако многие сведения, иногда подвергавшиеся сомнению, в дальнейшем подтверждались естественными показателями или данными археологии. Таковы сведения о суровых условиях в умеренных широтах в середине первого-тысячелетия до новой эры, когда часто замерзали наши южные моря. Не менее суровые условия климата были в XII–XVIII вв. (особенно зима). Они привели к наступанию ледников, увеличению ледовитости морей, в частности, привели к гибели гренландской колонии норманов. Таким образом, хотя все источники нуждаются в перекрестном контроле и правильной интерпретации этих сообщений, об особенностях климата исторической эпохи мы знаем лучше, чем об условиях более ранних эпох.

Послеледниковая эпоха (голоцен), в которую входит и упомянутая выше историческая эпоха, в целом, изучается теми же методами, что и последняя, только исчезает возможность пользоваться письменными документами, но шире приходится применять методы геологии и палеогеографии. Эта эпоха располагает еще относительно большой информацией, важную роль в которой играют сведения о температуре по изотопному составу кислорода в отложениях морей, ледников, в отложениях на последних микрочастиц и кислотных примесей, образовавшихся при вулканических извержениях и т. п. Тем не менее, несмотря на бурно нарастающий поток информации (своего рода информационный взрыв) в оценках климата, особенно увлажнения, за

время большее 5–6 тыс. лет назад, существуют значительные расхождения, требующие дальнейших исследований. Из более древних геологических эпох отметим фанерозой – период, начинающийся с кембрия (около 570 млн лет назад). Это время, по которому довольно хорошо сохранились ископаемые следы развитой жизни. Эти сведения являлись источником информации как непосредственно, так и по изотопному составу раковин, скелетов, по проявлению пород и т. п. Бурное накопление информации и здесь быстро меняет наши представления о климате прошлого, появляется возможность по фактическим данным проверять степень обоснованности различных гипотез. Ведущими в это время являются геологические материалы, распределение полезных ископаемых, формирующихся в холодных районах (в частности, следы оледенений), в жарких районах (кораллы, красноцветные погребенные почвы и грунты), сухие районы (отложения солей гипса и пр.), влажные районы (отложения углей, позднее торфов и т. д.), богатство органической жизни, обнаруживаемой по ее остаткам (нефть, известняки, доломиты и пр.), сведения о распределении суши и моря, а в более позднее время много дают формы растений и виды животных.

Последующие изменения лика Земли во многих случаях уничтожили остатки следов климатов прошлого, поэтому получить необходимую информацию удастся далеко не в каждом пункте или даже районе, тем не менее общие закономерности климата прошлых эпох в основных чертах удастся выявить. Помимо обычного легкого кислорода ^{16}O морские или озерные отложения и лед в недрах покровных ледников содержат и другие изотопы кислорода. В частности, тяжелого кислорода содержится в отложениях неодинаковое количество в зависимости от температуры, при которой они образовались. В карбонатах кальция концентрация ^{18}O возрастает при прочих равных условиях на 1 % при падении температуры на 4 °C. Во льду покровных ледников с ростом температуры доля изотопа ^{18}O меняется в обратном направлении. При анализе донных океанических отложений анализ усложняется и тем, что происходит естественное фракционирование изотопов кислорода. Например, на построение ледников расходуется в большей мере изотоп ^{16}O , а океанические воды при их таянии обогащаются ^{18}O .

Выясняется, что климаты прошлого были значительно более изменчивыми, чем думали сравнительно недавно, и в этом отношении имеют много общего с современным климатом. По всей вероятности,

по мере накопления информации эта изменчивость будет оказываться все больше. Неучет ее будет приводить к тем же противоречиям, которые отмечались для более позднего времени.

Наконец, в первые 4 млрд лет истории Земли в докембрийское время информация наиболее скудная. Предполагается, что в это время солнечная постоянная была заметно меньше современной, первичный состав атмосферы и океанов, скорость вращения Земли существенно отличались от современных. Угол наклона эклиптики к экватору в момент образования Земли был мал (около 4°), что предполагало большие межширотные различия. Тем не менее под влиянием сложного взаимодействия действующих факторов, среди которых возможны и недостаточно еще изученные космические воздействия, климат получается теплее, чем того следовало бы ожидать. Впрочем, сохранились и следы ряда оледенений, свидетельствующих о недостаточной его устойчивости к влияниям, например, орбитальных колебаний Земли.

8.1.3

Геохронология

Выявляемые любыми методами следы климатов прошлого необходимо привязать к определенным периодам времени. Понятно, что такая привязка тоже тем точнее, чем отложения ближе к современности. К сожалению нередко расхождения датировок оказываются того же порядка, что и возраст отложений. Какими же методами можно оценить возраст геологических остатков? Можно непосредственно подсчитывать годичные слои отложений, например, ленточных глин, древесины деревьев умеренных широт и т. д., но при этом все равно приходится определять возраст образца. Грубо это можно оценить по остаткам флоры, фауны и т. п., характерным для той или иной эпохи, но более надежно определяется по радиоактивному распаду первичной субстанции.

Известно, что изотопы урана (^{238}U и ^{235}U) превращаются после ряда промежуточных состояний в изотопы свинца соответственно ^{206}Pb и ^{207}Pb , а торий (^{232}Th) – в другой изотоп свинца (^{208}Pb), рубидий (^{87}Rb) превращается в один из изотопов стронция (^{87}Sr). Один из изотопов кальция (^{40}Ca) распадается, частично превращаясь в один из изотопов аргона (^{40}Ar) – около 12 % и частично в один из изотопов кальция ^{40}Ca – около 72 %. Предполагая в начальный период образования Земли одинаковые количества всех изотопов радиоактивных элементов, можно по изменению отношений их современных концентраций или соотношений между конечными продуктами распада и первичными элементами определять возраст горных пород при условии, что другие пути изменения концентрации этих элементов (растворение,

дегазация и т. п.) учтены или исключены. Периоды полураспада этих элементов составляют миллиарды или десятки миллиардов лет, поэтому они применимы для определения возраста только очень древних пород.

Как для датировок осадочных пород, так и для анализа перемещения полюсов и материков много может дать использование остаточного намагничивания пород, возникшего в период их отложения. Магнитное поле Земли непрерывно изменяется, и палеомагнитные эпохи сейчас уже довольно хорошо изучены. Наиболее крупными изменениями поля являются смена его полярности, когда на месте северного магнитного полюса появляется южный и наоборот. Крупные эпохи между сменами знака магнитного поля составляют 1–2 млн лет, однако и внутри их имели место несколько более коротких смен полярности длительностью около 100 тыс. лет. Каталоги этих изменений сейчас имеются за 162 млн лет.

Для датировок эпох более коротких также можно воспользоваться анализом результатов радиоактивного распада. Наиболее короткоживущим из используемых радиоактивных элементов является один из изотопов углерода (^{14}C), период полураспада которого 5568 лет. Он пригоден для датировок исторической эпохи и до нескольких десятков тысяч лет. Этот изотоп постоянно пополняется в атмосфере за счет действия космических лучей (а в наше время и в результате термоядерных испытаний). Поглощаясь вместе с другими изотопами углерода живыми организмами, он находится в них примерно в том же отношении к общему количеству углерода, что и в атмосфере. После же смерти организма поступление в него радиоактивного углерода прекращается, и он постепенно распадается. Получается хорошая возможность датировки органических остатков.

Однако на практике все это получается несколько сложнее. Проверка радиоуглеродным методом дат хорошо известных исторических событий (по остаткам древесины, угля, торфа и т. п.) обнаруживает иногда заметные расхождения с исторически установленными датами. Это может происходить по следующим причинам: соединения углерода могут вымываться из остатков или поступать в них со стороны, а в илах и почвах даже перестраиваться. Количество радиоуглерода, формируемого космическими лучами, может быть непостоянным во времени, например, может возрастать во время вспышек сверхновых звезд (правда, в наземных условиях это не обнаруживается, но может

иметь место в верхних слоях атмосферы).

Поэтому необходимы и другие методы датировок появления природных объектов. Таких методов существует много. На ледниках возраст слоев льда определяется с помощью теоретических моделей их движения, однако время порядка 10–100 тыс. лет назад в Гренландии отражено в тонком придонном слое, а использование данных в подобных слоях находится на пределе точности измерений. За историческую эпоху датировке могут помочь сведения о вулканических извержениях с известными датами, оставивших след отложенной пыли и кислот во льду ледника. На морены ледников влияют и космические лучи, идет распад радиоактивных молекул, содержащихся в морене. Заставляя тонкий срез флюоресцировать, можно найти следы нарушений структуры камня при подобном распаде. Учитывая, что воздействия космических лучей будет накапливаться пропорционально времени, можно приближенно определить возраст морены, а по трекам частиц радиоактивного распада – и возраст материковой породы. Сопоставляя годовичные кольца старых деревьев или годовичные слои ила в озерах, удастся проследить условия произрастания деревьев или отложения илов за тысячелетие. Для древесины часто удается переходить от дерева к дереву по мере увеличения возраста, так как годовичные кольца хорошо реагируют на условия погоды и можно синхронизировать ход годовичных колец за длительное время. Обычно для надежности стараются осуществлять датировки по группам деревьев. На моренах ледников возраст материала может быть определен и по степени развития лишайников (однако, лишь в пределах сотен лет). Таким образом, чем ближе к настоящему времени, тем больше материала для датировок, а учитывая, что все эти методы неточны, следует их взаимно проверять.

Какие же результаты получились по истории атмосферы, гидросферы, орбитальных параметров, скорости суточного вращения, а следовательно, и климата Земли? О первых миллиардах лет прямых данных о климате Земли очень мало. Многие результаты получены косвенным, в значительной степени теоретическим путем. К ним принадлежат представления о возрастании светимости Солнца в процессе звездной эволюции (вероятно, около 5 % за каждый миллиард лет), образование первичной атмосферы при дегазации мантии Земли в результате вулканических извержений. Мощность атмосферы нарастала очень медленно, из-за чего температура Земли вначале определялась условиями (по Мониному и Сорохтину) радиационного равновесия, а жесткое излучение Солнца доходило до Земли, препятствуя образованию жизни вне океанических впадин.

Состав атмосферы сильно отличался от современного. Судя по пузырькам газа в современных лавах, 80 % их состоит из водяных паров, которые характеризуют дегазацию ее материала. Эти части на 6–20 % состоят из CO_2 , на 35 % из H_2S , SO_2 , NH_3 , кроме того в них находят CO , CH_4 , борную кислоту, водород. В составе илов находят HCl и HF , HBr , HI ; а также азот и инертные газы в небольших количествах. В газообразных продуктах выброса вулканов в большом количестве имелся водяной пар, явившийся основой формирования гидросферы (предполагается, что состав газов, выбрасываемых вулканами, в прошлом не менялся). Эти газы одновременно формировали атмосферу и гидросферу Земли. Большая часть водяного пара шла на формирование гидросферы, часть воды связывалась в процессе химических реакций с породами литосферы, растворенными в океане, при этом шло и соединение растворившегося в океане углекислого газа. Океаны были сначала мелки, но их площади быстро росли, пока не достигали хребтов или континентальной коры. С ростом последней океаны стали углубляться, а их площади перестали увеличиваться, но колебались в широких пределах: уменьшались в эпохи горообразования, часто сопровождаемые оледенениями, и возрастали при выравнивании поверхности Земли. Вместе с этими процессами менялась и степень континентальности климатов Земли.

Первичная атмосфера была практически бескислородной и содержала мало свободного азота. Некоторое количество кислорода (не более 0,001 современного) могло получаться за счет диссоциации воды ультрафиолетовым излучением Солнца, и при разложении аммиака выделялось некоторое количество азота. Этот процесс существенно ускорился с образованием в недрах океана жизни, а с переходом к аэробному существованию бактерий, возникновению фотосинтеза ускорился еще резче. Темп процессов оценивается учеными по-разному.

На рис. 8.1 дана одна из схем возрастания количества кислорода в атмосфере, отражающих примерно среднюю из возможных оценок, когда содержание кислорода в атмосфере достигло 10 % от современного, образовался эффективный озоновый экран против жесткого излучения Солнца и жизнь смогла выйти на сушу. Развитие растительности привело к росту содержания кислорода в атмосфере до значений больших современного, а содержание углекислоты в атмосфере резко упало. Это понизило в карбоне температуру Земли, привело к обшир-

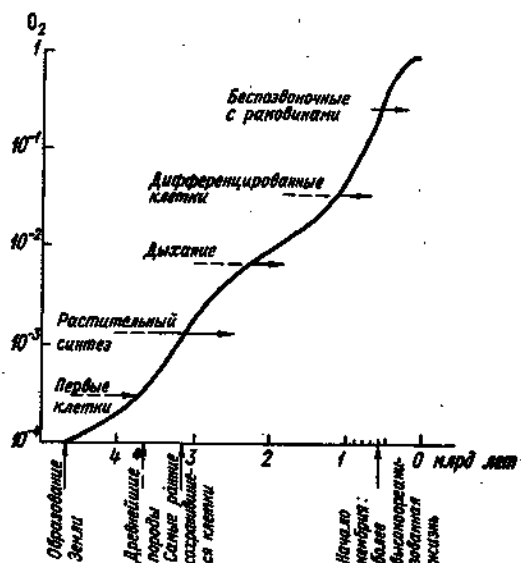


Рис. 8.1. Упрощенная схема эволюции атмосферного кислорода.

ному оледенению и лишило растительность питания. В дальнейшем, в зависимости от поступления углекислоты в атмосферу за счет вулканизма и дыхания организмов, ее связывания организмами и другими путями, как температура Земли, так и развитие растительности стали испытывать большие колебания, хорошо обнаруживающиеся, начиная с фанерозоя (последние 650 млн лет).

На этом фоне продолжала действовать большая часть климатообразующих факторов, указанных выше. Немного выросла солнечная постоянная, происходило движение по Земле областей континентальной коры, то сходящихся в единый материк, то раздвигающихся и дрейфовавших по Земле. Это приводило к постепенному сдвигу положения полюсов в связи со стремлением Земли занять положение равновесия. Происходили как необратимые изменения орбитальных параметров Земли, так и их колебания в самом различном диапазоне периодов от нескольких лет до 300 тыс. лет. За весь период эволюции Земли замедлилось суточное вращение Земли, малосущественно за фанерозой, но весьма сильно за все время существования Земли, что изменяло атмосферную циркуляцию. Более быстрое вращение увеличивало степень зональности атмосферной циркуляции и увеличивало разности температур между полюсом и экватором. В сторону возрастания межширотных различий и увеличения скоростей ветра влияло и уменьшение массы атмосферы в первые периоды развития Земли по

сравнению с современным (эти скорости, по Г. С. Голицыну, обратно пропорциональны корню квадратному из массы атмосферы).

Как уже было показано выше, извержения вулканов играли двойную роль в истории климата. В первые годы после извержения, вызывая помутнения атмосферы, они преимущественно охлаждают земную поверхность и прилегающие к ней слои атмосферы. В этом процессе пыль, быстро осаждающаяся на Землю (на протяжении нескольких месяцев), играет сравнительно малую роль. Более долгоживущими являются капельки серной кислоты в стратосфере, образующиеся за счет окисления сернистого газа (SO_2), и карбонил сульфид (CSO). Из-за преобразования атмосферной циркуляции такие похолодания возникают не повсеместно, причем самые сильные в высоких широтах.

Сложная временная ритмика извержений вулканов может способствовать возникновению колебаний климата продолжительностью от нескольких лет до нескольких тысячелетий. В формировании оледенений, однако, этот процесс не участвует как по эмпирическим материалам, так и по теоретическим расчетам (в частности, М. И. Будыко). Дело в том, что большое количество углекислоты, выбрасываемой вулканами за периоды времени больше 1000 лет, приводит к потеплению и перекрывает охлаждения, вызванные аэрозолем. Особенно большую роль этот процесс, как уже было отмечено выше, играл в первые этапы развития атмосферы и гидросферы, тем более что сама вулканическая деятельность в это время была намного интенсивнее современной.

Изменение климата Земли из-за действия всех этих факторов должно было быть весьма существенным, но информации о климатах того времени найдено пока мало. Поэтому в дальнейшем мы будем, в основном рассматривать смены климатов лишь с начала фанерозоя. Ниже специально рассмотрим проявление действия некоторых наиболее существенных факторов, обуславливающих изменения климата.

8.1.4

Влияние орбитальных параметров Земли на климат
(астрономическая теория колебаний климата)

Вопрос этот изучается уже около 150 лет, но систематически исследован лишь с начала нашего столетия Миланковичем (1920) и продолжает уточняться до сих пор.

Колебания элементов земной орбиты известны трех видов. Самые короткие из них — это связанные с явлением прецессии (превращение равноденствий). Они вызываются колебаниями положения оси враще-

ния относительно оси Земли (как конический волчок) и приводят к тому, что в каждом полушарии сезоны приходятся последовательно на разные положения Земли на орбите (долгота перигелия Π). В настоящее время перигелий в северном полушарии приходится на зиму, а в южном — на лето, приводя к большим контрастам радиации по сезонам в северном полушарии по сравнению с южным, но через полупериод этого колебания полушария меняются местами. Из-за постепенного изменения долготы перигелия при видимом движении Солнца между созвездиями на небесной сфере оно не всегда проходило через каждое созвездие в годовом ходе в одни и те же месяцы и с начала новой эры этот сдвиг составил уже около 1 мес. Собственный период этого колебания составляет около 21 тыс. лет, но из-за возмущающего действия планет он сейчас около 26 тыс. лет. Влияние прецессии на климат минимальное как из-за малого периода колебаний, так и из-за компенсации более близкого положения Земли от Солнца более быстрым ее движением.

Более длительными (около 40 тыс. лет и более) и более значимыми для климата являются колебания угла наклона эклиптики к экватору (ϵ), в среднем составляющего около $23,5^\circ$. За последние 30 млн лет этот угол колебался, по современным данным, от $22,068^\circ$ до $24,568^\circ$ с периодами от 41 до 200 тыс. лет. При возрастании угла годовые различия в приходе солнечной радиации между полюсом и экватором уменьшаются, меняется и форма земной орбиты — ее эксцентриситет (e). Он колебался от 0,0007 до 0,0658 (в настоящее время $e = 0,017$) с преимущественными периодами 0,090 425 и 1,2 млн лет. Приток радиации за год на каждой широте зависит от ϵ , но не зависит от Π и e . Однако их колебания имеют особое значение для высоких широт, где разница инсоляции по сезонам очень велика, а ее поглощение Землей из-за большого альбеда зимой ничтожно. Поэтому там имеет преимущественное значение приток радиации в теплое время года.

Если подсчитать вариации суточного притока тепла за так называемые калорические полугодия, т. е. за периоды наибольшей и наименьшей радиации в годовом ходе, то получится следующая формула для теплового полугодия:

$$\frac{\Delta Q_2}{I_0 T_0} \approx \frac{1}{2\pi} \left[\left(\frac{\partial S}{\partial \epsilon} \right)_0 + \sin \varphi \cos \epsilon_0 \right] \Delta \epsilon - \frac{2 \cos \varphi}{\pi^2} \Delta (e \sin \Pi), \quad (8.1)$$

где

$$S(\varphi, \epsilon) = \frac{\pi \sqrt{1 - e^2}}{I_0 T_0} Q_0(\varphi, \epsilon),$$

Q_0 – годовая сумма радиации, Π – долгота перигелия, T_0 – число дней года на данной широте, и аналогичная формула для холодного полугодия.

Первый член правой части (8.1) зависит от e и ϵ и его вариаций, второй – в основном от Π и вариаций e . Расчеты обычно берутся для радиации на характерной широте, за которую взято 65° , и оценивается, какой эквивалентной широте соответствует приток радиации в летнее калорическое полугодие в эпохи с другим значением орбитальных параметров.

Миланкович и Кёппен предположили связь колебаний земной орбиты с колебаниями климата и, в частности, с оледенениями. На рис. 8.2 такая связь представлена по современным расчетам орбитальных параметров Ш. Г. Шарафа и Н. Г. Будниковой.

Теория Миланковича неоднократно подвергалась критике, так как вариации радиации по указанным причинам относительно невелики, и высказывались сомнения, могут ли столь малые изменения радиации высоких широт вызывать существенные колебания климата и приводить к оледенениям. Действительно, оледенения повторялись в

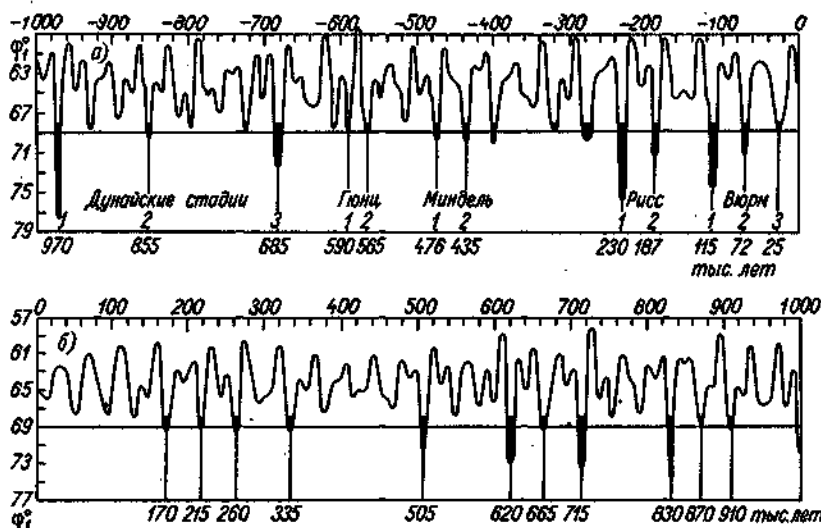


Рис. 8.2. Эквивалентные широты для Q_s (65° с. ш.) за последний 1 млн лет (а) и на 1 млн лет вперед (б).

Европе многократно в последний миллион лет (в плейстоцене), а до этого их не было почти 300 млн лет. Однако колебания климата за весь рассматриваемый период оказались не так уж малы и в другие эпохи, а оледенение в полярных районах появилось гораздо раньше плейстоцена (в Антарктиде, по крайней мере, 6 млн лет назад).

На изменения климата, происходящие от любых причин, очень сильно реагирует площадь полярных ледяных покровов на океанах, границы которых неустойчивы, и отчасти продолжительность залегания снежного покрова на континентах.

Большое альbedo снежно-ледяной поверхности и большая термическая инерция ледяных покровов (в меньшей степени океанических, а в большей – континентальных или шельфовых покровных ледников) значительно увеличивают чувствительность климата к небольшим, но достаточно длительным изменениям радиации или температуры, особенно в высоких широтах. При достаточной площади льда у него появляется тенденция к саморазвитию (Брукс, Будыко, Тронов, Сергины, Селерс). Расчеты Сергиных показали, что орбитальные параметры увеличивают масштабы колебаний климата, зависящие от неполной устойчивости климатической системы. Будыко показал, что при уровне температур, близком к современному, колебания (особенно длительные) орбитальных параметров в связи с изменением площади льдов могут создавать условия для оледенений, а при продвижении границы льдов южнее 50° широты могут даже привести к необратимому оледенению всей планеты (Будыко, Селерс). Если последний вывод еще продолжает обсуждаться, то влияние ледяных покровов на понижение температур не вызывает сомнений. Участие же орбитальных параметров в колебаниях климата подтверждается анализом временных спектров ряда палеоклиматических характеристик (рис. 8.3). Охлаждающий эффект льдов, естественно, возрастает с увеличением их площади, а для континентальных оледенений зависит (как отметил М. В. Тронов) и от вертикальной мощности льда, создающий над покровными оледенениями режим высокогорий. Оба эти фактора создают исключительно низкие температуры в современной Антарктиде.

8.1.5

Изменение состава атмосферы

Выше говорилось, что состав атмосферы в прошлом был иной, чем в настоящее время, и во многие эпохи геологического прошлого, даже относительно недавние, в атмосфере было значительно больше углекислоты, чем сейчас, и количество ее уменьшалось при оледенениях. С этим главным образом и связана более высокая, чем в настоящее

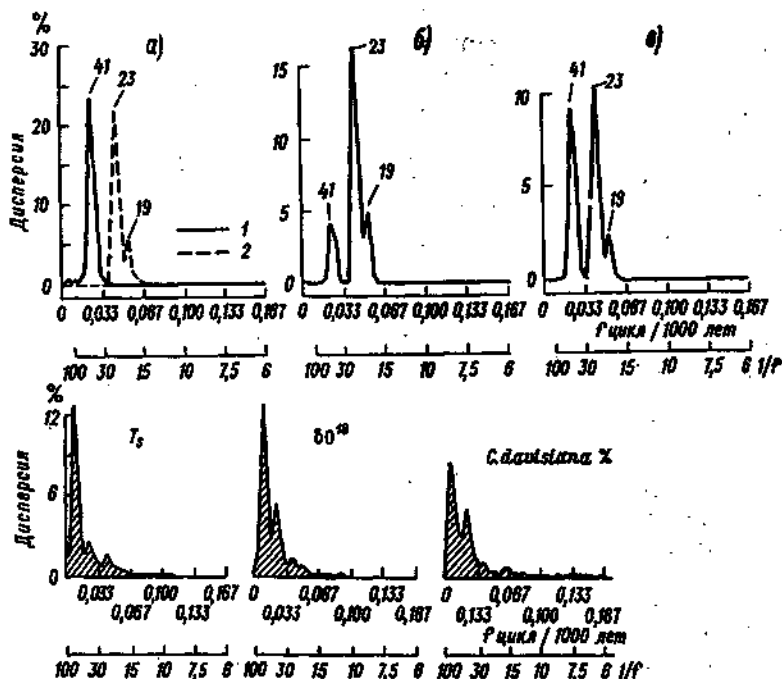


Рис. 8.3. Спектры колебаний некоторых астрономических параметров.

1 — наклон оси, 2 — прецессия (а); инсоляция на 55° ю. ш. зимой (б) и на 68° с. ш. летом (в), а также спектры изменений трех выбранных климатических индикаторов в последние 468 тыс. лет.

время, температура большей части фанерозоя. В эти эпохи колебания орбитальных параметров Земли не могли создать достаточные для развития оледенений изменения температуры. Тогда же, когда из-за бурного развития растительности концентрация углекислоты понижалась (поздний карбон, пермь), развивались и оледенения (рис. 8.4). Палеоклиматические данные и современные модели общей циркуляции атмосферы дают рост температуры на несколько градусов при удвоении содержания углекислоты в атмосфере. По моделям глобальная температура при этом возрастала от 1,5 до 3,5 °C. Из-за исчезновения льдов потепление наиболее сильно проявилось в высоких широтах.

По наиболее современным моделям и палеоклиматическим данным ход температуры по широтам представлен в табл. 8.1.

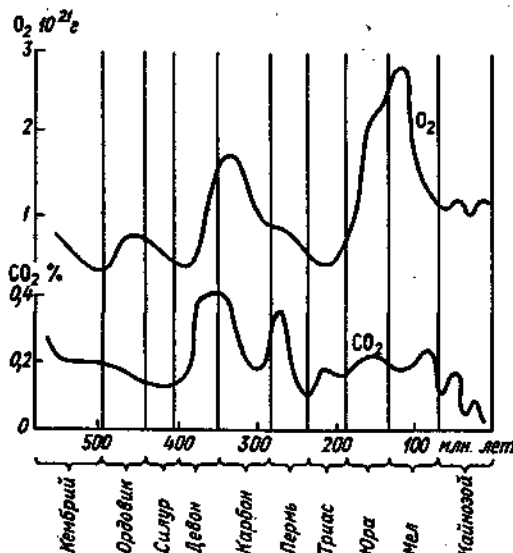


Рис. 8.4. Изменение количества кислорода и углекислого газа в течение фанерозоя.

Таблица 8.1

Ход температуры (°C) в северном полушарии

	Широта, ...°									
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	0—90
По модели Манабе и Везеролда (1980)	1,7	2,0	2,5	3,1	3,8	4,3	5,2	6,8	7,6	3,0
По палеоклиматическим данным	1,2	1,4	1,6	2,4	4,0	4,6	6,8	7,9	9,5	3,0

Гораздо труднее оценить изменение осадков. Как правило, более теплые эпохи были и более влажными. Однако на суше при существенном росте осадков в низких и высоких широтах в степных районах увлажнение могло даже уменьшаться. Проиллюстрируем изменение осадков при удвоенном содержании углекислоты в атмосфере по аналогичным источникам (табл. 8.2).

Если учесть, что в местах роста температуры растет и испаряемость, то можно заключить, что в низких широтах происходит рост осадков (как по модели, так и по палеоклиматическим показателям). Например, по формуле Кёппена в низких широтах увлажнение несколь-

Таблица 8.2

Изменение осадков (%)

	Широта, ...°						
	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
По модели Манabe и Везеролда (1980)	10	14	3	–1	10	9	13
По палеоклиматическим данным	12	12	2	2	8	9	13

ко возрастает, в высоких широтах оно почти не изменяется. Что же касается зоны 30–50°, то фактически увлажнение несколько уменьшится.

8.1.6

Необратимые изменения орбитальных параметров Земли из-за приливных сил

Приливные силы необратимо изменяют орбитальные параметры Земли в нескольких отношениях:

1) уменьшают скорость суточного вращения Земли и, следовательно, увеличивают длительность суток, уменьшают влияние силы Кориолиса и т. д.;

2) увеличивают наклон эклиптики к экватору, уменьшая годовые различия в притоке тепла в низких и высоких широтах при возрастании сезонных различий в притоке радиации.

Действие первого фактора в геологической истории отразилось в суточных характеристиках отложений в илах ручьев и некоторых живых организмов. По этим данным, еще в кембрии было около 400 дней в году, а в более ранние периоды – намного больше (рис. 8.5). Изменение силы Кориолиса уменьшает со временем степень зональности атмосферной циркуляции, что приводит к более эффективному выравниванию температур между высокими и низкими широтами.

Угол наклона эклиптики к экватору (ε) в начальный период возникновения Земли должен быть невелик, поскольку протопланетное облако, из которого образовалась и Земля, должно было вращаться как одно целое. Два обстоятельства, однако, привели к возрастанию этого угла неодинаково для различных планет. Это падение на них больших метеоритных масс (планетозималий), в процессе формирова-

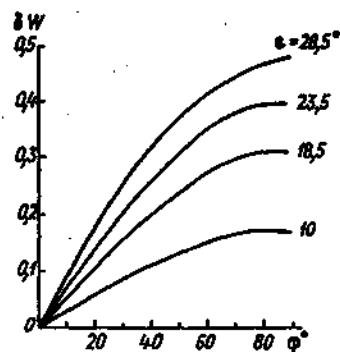


Рис. 8.5. Безразмерная разность сезонной инсоляции (δW) как функция широты (φ) и наклона земной оси к эклиптике (ϵ).

ния планет в первый миллиард лет их жизни и приливные силы Луны (и отчасти Солнца). Последний фактор продолжает действовать и в настоящее время, увеличивая сезонные контрасты между притоком радиации в течение года (рис. 8.6). Увеличение длительности суток при возрастании сезонных различий экологически неблагоприятно для далекого будущего геологической истории Земли.

8.1.7

Перемещение материков по земному шару и горообразование

По современным воззрениям (О. Г. Сорохтин) в процессе формирования железного ядра Земли происходит расслоение вещества мантии и конвективные движения в ней, выносящие наверх более легкие элементы, в том числе и формирующие наиболее легкую часть земной коры, так называемую континентальную кору. Отражением этих процессов в верхних слоях Земли является раздвижение океанических впадин относительно океанических хребтов и передвижение плит коры, содержащей материи в процессе их столкновения (и частично утолщения в мантии — субдукции), возникает ряд горообразовательных движений. Эти процессы меняют распределение суши и моря и в целом для земного шара, и в распределении по широтам, и в степени

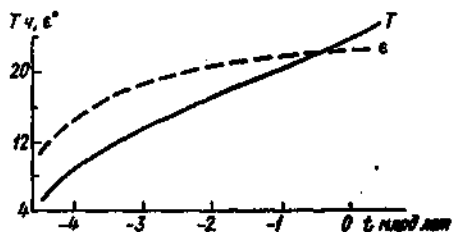


Рис. 8.6. Изменение угла наклона экватора к эклиптике (ϵ) и продолжительности суток (T) в течение времени существования Земли и в будущем.

концентрации суши. В разные периоды геологической истории суша то соединялась в единый материк (Пангея, Гондвана), то распадалась на отдельные массивы. Например, современная Антарктида, начала свое движение в умеренных широтах, а пришла в южную полярную область. Связанная с ней Австралия, наоборот, сильно сместилась к северу и попала в субтропическую зону.

С передвижением материков менялось распределение материков и океанов, соотношение их площадей, широтное положение материков, их рельеф и т. д. В случаях, когда район географических полюсов оказывались на обширной суше или в замкнутом водоеме в высоких широтах, возникали оледенения. В Антарктиде устойчивое оледенение сохраняется и в настоящее время. Если бы его можно было уничтожить, оно неизбежно в условиях современного климата возникло бы вновь из-за низких температур на высокой суше. Аналогичные условия возникают на обширных высоких островах в полярных районах северного полушария, например в Гренландии. Бассейн Северного Ледовитого океана не изолирован полностью от остальной океанической циркуляции, особенно от Атлантического океана, а отчасти и от Тихого, хотя в прошлые периоды геологической истории это возможно было из-за поднятия „порогов” в Атлантике (порог между Англией и Гренландией в некоторые эпохи, видимо, поднимался даже над водой). Изоляция временно усиливалась. Но в целом океан в этих условиях находится в неустойчивом состоянии, в нем формируются полярные льды, увеличивающиеся в периоды, благоприятные для оледенений. Предположения о передвижениях материков впервые были высказаны А. Вегенером. Однако в первоначальной форме они вызвали возражения со стороны геофизиков и палеогеографов. Потребовалось длительное развитие воззрений на физику Земли, чтобы эти взгляды возродились в новой форме и на иной физической базе. При этом процессе происходит не только движение литосферных плит по земному шару, но меняется и положение полюсов из-за стремления вращающейся Земли сохранить фигуру равновесия при перераспределении масс. Существование указанных перемещений подтверждается следующими признаками:

- 1) молодостью океанического дна вблизи среднеокеанических рифтовых хребтов;
- 2) сходством конфигурации и строения материков, являвшихся когда-то единым целым, а также сходство их палеофлор, фаун и

климатов;

3) реконструкцией положения магнитных полюсов относительно материков по палеомагнитным данным.

Все это настолько убедительно, что происшедшие изменения не вызывают сомнений у большинства ученых, хотя в определении их масштабов в отдельных районах еще следует ждать значительных уточнений.

2.1.3

Другие климатообразующие факторы

Кроме факторов, рассмотренных выше, имеются еще другие, преимущественно менее важные или гипотетические по действию, что не всеми признается реальным. К их числу относятся:

1. Влияние колебаний полюсов Земли, для которых не очень ясно, являются ли они фактором, влияющим на атмосферную циркуляцию, или сама атмосферная циркуляция вызывает колебания полюсов. Физически более понятно последнее. К их числу относятся колебания температуры и увлажнения, а также вулканической деятельности длительностью 30–35 лет, реально обнаруживаемые в некоторых районах, которые в сущности отражают так называемый цикл Брикнера в первоначальном его понимании. Некоторые авторы, например И. В. Максимов, рассматривали распределение по земному шару более коротких циклов подобного же происхождения.

2. Аналогично обстоит вопрос с циклами приливных явлений. Ими пытаются объяснить циклы длительностью около 19 лет, которые не везде обнаруживаются, и циклы длительностью около 2000 лет, исследовавшиеся Петерсоном. В дальнейшем исследования этого цикла были сильно развиты А. В. Минтиковым, показавшим на обширном материале, что это основной наиболее мощный фактор изменения климата в голоцене (а по некоторым данным и за значительно больший период времени). Действительно, он подтверждается не только колебаниями ледников, но и целым комплексом других проявлений колебаний климата, особенно в полярных широтах, но существенных и в гораздо большем диапазоне широт. Он был нами упомянут при анализе причин колебаний климата последнего ледникового периода.

3. Наконец, солнечная активность, влияние которой на приземный климат все еще остается дискуссионным. Хотя многие ученые являются энтузиастами влияния этого фактора и приписывают ему происхождение почти всех колебаний современного климата и колебаний климата геологического прошлого. Влияние же этого фактора на процессы самых верхних слоев атмосферы и на колебания магнитного поля Земли сомнений не вызывает.

В чем суть явлений солнечной активности и почему ее роль в формировании климата вызывает столь резкие споры?

Вспомним, что структура внешних оболочек Солнца, откуда поступает энергия к Земле, весьма сложна. Поверхностные слои Солнца и более глубокие его части даже вращаются, по-видимому, с неодинаковой скоростью. Фотосфера, являющаяся основным источником излучаемой энергии, нагретая (судя по спектру) до температуры около 6000 К по отношению к земному наблюдению, совершает оборот примерно за 27 сут. Она практически непрозрачна. Выше располагается более прозрачная плазма – хромосфера, в спектре которой наблюдаются линии эмиссии ряда металлов и сильно разреженная, но нагретая до чрезвычайно высоких температур солнечная корона. Граница солнечной короны с космическим пространством несколько условна. Разрежаясь, она распространяется на огромные расстояния, а потоки плазмы, исходящие из короны, достигают Земли, вызывая явления так называемого солнечного ветра и образуя в околоземном пространстве магнитные поля солнечного происхождения.

В фотосфере происходит вихревой, в том числе конвективный обмен с нижерасположенными слоями Солнца. Это создает неравномерность распределения температур в прилегающих к солнечному экватору областях до широт 30° и замкнутые области пониженных температур – более темные солнечные пятна. Их окружают более нагретые по сравнению со средним фоном для фотосферы – факелы. Соотношение между площадями пятен и факелов может несколько менять солнечную постоянную (по современным спутниковым данным до 0,3 %). Кроме того, в „активных” областях Солнца развиваются мощные магнитные поля. Явление пятен в общем не обязательно для проявления солнечной активности, эффект ее обнаруживается для „активных долгот” Солнца и при отсутствии пятен. В периоды истории, когда пятна несколько десятилетий практически не появлялись вовсе (минимум Маундера), некоторые проявления солнечной активности продолжались. Однако в первом приближении солнечную активность все же оценивают по индексу солнечных пятен и их групп (индекс Вольфа).

Иногда в активных областях Солнца возникают особенно яркие объекты с выбросами материи. Они захватывают не только фотосферу, но и более высокие части солнечной атмосферы – это так называемые солнечные вспышки, сопровождающиеся образованием мощных

потоков α -частиц и ионизированных протонов (корпускулярные излучения). Энергия этих выбросов делает их подобными космическим лучам галактического происхождения. Если эти потоки достигают околоземного пространства, там возникают магнитные бури и другие явления.

Активные области Солнца могут вызывать как отдельные возмущения в околоземном пространстве, так и образовывать многолетний фон. На этом фоне развиваются отдельные циклы. Наиболее известен 11-летний цикл солнечных пятен. В этом цикле свыше 90 % дисперсии характеризует регулярные колебания, остальные относятся к флуктуациям. Хотя этот процесс близок к периодическому, продолжительность отдельных циклов меняется от 8 до 15 лет.

В начале развития 11-летнего цикла активные области зарождаются в области 30–40° гелиографической широты и на протяжении цикла возникают на близких к солнечному экватору областях до широт 7,5–12,5°, после чего затухают. Поскольку условия для попадания в околоземное космическое пространство волнового и корпускулярного излучений лучше при меньшей широте активных областей, влияние солнечной радиации на магнитное поле Земли (индекс магнитной возмущенности) запаздывает по сравнению с максимумом пятнообразовательной деятельности, смещаясь иногда даже на эпоху минимумов чисел Вольфа. По-видимому, это относится и к другим проявлениям солнечной активности в атмосфере Земли. В каждом последовательном 11-летнем цикле меняется полярность магнитного поля ведущих пятен активных областей, причем одновременно меняются и геофизические проявления цикла, т. е. формируется 22-летний цикл. Наконец, на протяжении 80–90 лет уровень пятнообразовательной деятельности существенно колеблется, образуя вековой цикл (по косвенным данным его длительность может меняться на протяжении тысячелетий от 30 до 120 лет).

Что же создает солнечная активность в земной атмосфере и литосфере. Она воздействует на магнитное поле Земли, меняет существенно температуру в ионосфере при условии, что возмущения ультрафиолетовой и корпускулярной радиации достигают околоземного пространства, создают полярные сияния и т. п. А вот в отношении нижних слоев атмосферы мнения расходятся. Обнаруживаются связи экстремальных явлений погоды с солнечными вспышками, изменения глубины барических образований на протяжении солнечных циклов, небольшие перераспределения (особенно в низких широтах) и т. д. Однако статистически их достоверность оказывается трудно проверить, так как эти связи неустойчивы. Они могут проявляться длитель-

ное время, а потом исчезнуть. Так, весьма строгий статистик Е. Е. Слуцкий признал в свое время реальность связи 11-летнего солнечного цикла с повторяемостью засух, а 40 лет спустя Т. В. Покровская уже не обнаружила эту связь, хотя с индексом магнитной возмущенности эта связь сохранилась. Знак связи ряда земных явлений с солнечной активностью при различных ее уровнях меняется на противоположный. Впервые это было замечено В. Ю. Визе для уровней оз. Виктория, позднее оказалось, что это распространенный факт, хотя и не охватывающий все проявления солнечной активности. Естественно, что изменение знака или полное исчезновение связи не позволяет ее обнаружить простейшими методами спектрального анализа, а применение более деликатных методов требует помимо необходимости выяснения причин подобных явлений в климатической системе или на Солнце также и больших периодов наблюдений и более сложной обработки, без чего трудно отличить отсутствие связи при близких периодах колебаний в циклических процессах от сложных проявлений реальной связи при различных состояниях климатической системы.

Вековые колебания метеорологических величин, совершаются в значительно более широком диапазоне, чем длительность конкретного векового колебания солнечной активности. К тому же, стремясь преодолеть эти трудности, энтузиасты солнечно-земных связей применяют нестрогие методы их обнаружения, вызывая справедливую критику противников указанных связей. Аргументом противников этих связей является и то, что энергетическая мощность явлений солнечной активности невелика. Мощность корпускулярных потоков составляет около 0,1 % солнечной постоянной (однако они могут фокусироваться в магнитных полях и в отдельных случаях увеличивать свою интенсивность в десятки или сотни раз). Мощность изменений радиации (за счет различия площадей пятен и факелов) по спутниковым данным может достигать 0,3 % солнечной постоянной. Если окажется, что подобные различия сохранятся десятилетиями, это может вызвать заметные изменения климата, но период наблюдений для выявления возможности длительных колебаний солнечной постоянной пока слишком мал. Не исключена вероятность того, что солнечная активность может являться спусковым механизмом при неустойчивом состоянии климатической системы, но и этот вопрос остается неисследованным.

Поскольку причина солнечной активности неизвестна (имеются

лишь правдоподобные предположения об участии в ее формировании приливных сил планет), то приходится пока ориентироваться на статистическое излучение связей Солнце – Земля, которые, как уже говорилось, очень сложны и противоречивы.

В то же время имеется довольно большое количество связей, которые пока устойчивы или в которых обращение связей может быть учтено, это связь с 11-летним циклом осадков в ряде районов низких широт. Довольно тесные связи с 22-летним циклом увлажнения в ряде районов умеренных широт, близкие к 90-летним колебаниям температур в Гренландии за многие сотни и тысячи лет, обнаруживаемые по изотопному составу ледников.

В ходе осредненных температур по площади северного полушария солнечная активность почти не проявляется. Вероятно, с ней связана интенсивность вулканической деятельности, которая является уже основным фактором современных колебаний температуры. Физически это возможно, если солнечная активность связана с приливным действием планет или меняет нагрузку на литосферу в связи с вариациями атмосферной циркуляции.

Таким образом, в проблеме влияния солнечной активности на климат нижних слоев атмосферы имеется много неясного, и пока еще трудно решать, какие из обнаруженных в прошлом связей характеристик климата с солнечной активностью реальны. Имеются предположения, что установленные колебания не исчерпывают всю иерархию циклонов солнечной активности: это возможно, но поскольку не ясен ни механизм влияния солнечной активности на климат, ни существование в ней циклонов длительнее векового (которые пытаются установить по колебаниям геофизических величин), то пытаться привлекать солнечную активность для объяснения сверхвековых колебаний климата преждевременно.

8.1.9

Краткий обзор изменений климата в фанерозое

В табл. 8. 3 дается геологическая схема основных периодов фанерозоя.

В течение последних 540 млн лет продолжались систематические изменения солнечной постоянной, наклона эклиптики к экватору и скорости вращения Земли. Они, однако, не были настолько велики, чтобы их влияние на климат удавалось четко выделить. Основной фон изменений климата Земли в целом определялся, с одной стороны, изменениями газового состава атмосферы, а с другой – изменением распределения воды и суши в процессе изменения положения полюсов и горизонтального дрейфа литосферных плато, изменяющих положе-

ние континентов. Параллельно шли горообразовательные процессы (тоже неравномерно в разные эпохи), происходило углубление океанов при сокращении их суммарной площади в связи с изменениями уровня Мирового океана в зависимости от состояния покровного оледенения в высоких широтах земного шара. Все это вызывало изменения локальных климатов, а через изменения режима океанических течений и распределения океанов и суши в полярных областях влияло на климат в целом. Сама климатическая система не вполне устойчива, в ней возникают автоколебания длительностью до десятков тысяч лет, которые становятся особенно сильными при наличии льдов в полярных областях. Сами по себе полярные морские льды также не очень устойчивы и в процессе колебаний покрываемой ими площади усиливают колебания, вызванные влиянием других факторов, как упомянутых выше, так и вызывающих более кратковременные колебания глобального климата, в частности, колебания элементов земной орбиты, понижение прозрачности атмосферы под влиянием эруптивных (взрывных) извержений вулканов и т. д.

Изменение газового состава атмосферы происходило под влиянием взаимодействия нескольких факторов. Их основа – выделение газов из мантии при извержении вулканов. Эти извержения происходят неравномерно во времени под влиянием неизученных пока внутренних и, возможно, внешних по отношению к Земле факторов. В числе образующихся в геофизических явлениях циклах отмечены циклы, длящиеся до сотни миллионов лет. Причины последних неизвестны. Допускают, что они связаны с прохождением Солнечной системы вблизи экваториальной зоны эклиптики, которое может сопровождаться гравитационными и иными эффектами. В течение таких циклов содержание углекислоты может повышаться в десятки раз по сравнению с современным. После затухания выбросов CO_2 его количество постепенно уменьшается под действием биологических процессов, углекислота на суше идет на образование угля, нефти и газа, а в океане – на образование карбонатов, ее количество в атмосфере постепенно уменьшается, и увеличивается количество свободного кислорода. При достаточно низком (менее 0,05 %) содержании углекислоты в атмосфере наступает похолодание, оледенение в высоких широтах и т. п. Холодный океан, обладая повышенной поглотительной способностью по отношению к CO_2 , вызывает дальнейшее понижение ее концентрации (по данным анализа газов в пузырьках воздуха,

Таблица 8.3

Геологическая шкала фанерозоя

Эра	Период	Отдел	Длительность, млн лет	Абсолютный возраст начала периода, млн лет
Кайнозой (Кз)	Четвертичный	Голоцен	2	2
		Плейстоцен		
	Третичный	Плиоцен	64	66
		Миоцен		
		Олигоцен	Палеоген (Pg)	
		Эоцен		
Мезозой (Мз)	Мел (Сг)	Палеоцен	66	132
		Юра (J)	53	185
		Триас (T)	50	235
Палеозой (Pz)	Пермь (P)		45	286
	Карбон (C)		65	345
	Девон (D)		55	400
	Силур (S)		35	435
	Ордовик (O)		55	490
	Кембрий (Cm)		80	570

законсервированных в ледниках, до 0,02 %), что еще усиливает похолодание до следующего выброса CO_2 из недр Земли. Постепенно убывает количество кислорода в атмосфере, расходуемого на окислительные процессы. За период фанерозоя замечается постепенное систематическое затухание процессов вулканизма и, в связи с обеднением атмосферы углекислотой, систематическое убывание температуры у поверхности Земли на протяжении геологических эпох (см. табл. 8.4 и рис. 8.7).

Наиболее резкое убывание углекислоты происходило в каменноугольный период (карбон) из-за бурного развития растительности, что привело в дальнейшем при благоприятных орбитальных и других условиях к оледенениям. Они происходили в южном полушарии, где полюс в это время оказался в окружении огромного материка Гондваны, в который соединились современные Антарктида, Австралия, Африка, Южная Америка и Индийский субконтинент. Похолодание и особенно развитие флоры вместе с усилением вулканизма обусловили очередное увеличение содержания углекислоты в атмосфере, одновременно усилилось и ее поглощение биологическими объектами и

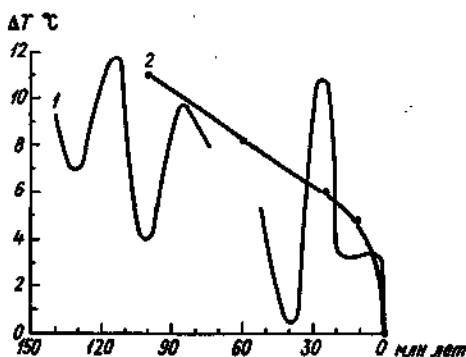


Рис. 8.7. Изменения температуры в геологическом прошлом.

1 — по данным Эмлинга, характеризующим вековой ход средней температуры поверхностного слоя океана; 2 — по данным В. М. Синицына.

водами океана. На этом фоне происходили более короткие колебания климата, сравнимые с современными.

Начиная с мезозоя, а особенно в кайнозое, началось новое уменьшение содержания углекислоты в атмосфере, что привело к новой серии оледенений в высоких широтах. Около 26 млн лет назад началось оледенение в Антарктиде, около 6 млн лет — в Гренландии. При благоприятных орбитальных условиях естественные колебания в системе вызвали серию оледенений в умеренных широтах северного полушария, разделенных межледниковыми эпохами. Температуры на границе ледника в это время были до 10 °C ниже современных, у экватора они были близки к современным, а кое-где и выше их, что естественно для уменьшения значения ϵ .

Разрушение последнего оледенения происходило чрезвычайно быстро. Расчеты показывают, что количество приходящей на площади ледника солнечной энергии с учетом частичного ее отражения было недостаточно, чтобы растопить толщу льда последнего оледенения мощностью до 2–3 км, тем более что из-за колебаний климата рост температуры происходил неравномерно, с несколькими возвратами холодов. Но уже 10 тыс. лет назад ледник отступил в Скандинавию и Финляндию, а около 8 тыс. лет назад прекратил там свое существование. В Северной Америке оледенение держалось дольше и окончательно исчезло с Лабрадора около 6 тыс. лет назад. Такое быстрое отступление ледников гляциологи объясняют тем, что достигший известной мощности ледник при условии, что в его недрах лед находится при существующих там давлении и температуре в талом состоянии, начи-

нает расползаться на соседние территории, образуя „сёрджи“. Увеличение площади и уменьшение вертикальной мощности ледника ускоряют таяние. Однако, как Скандинавско-Баренцевоморский, так и Североамериканский (Лаврентийский) щиты располагались у берегов Атлантического океана, и сёрджи спускались туда, создавая на огромных площадях временный ледяной покров, что подтверждается донными отложениями. В связи с этим в конце плейстоцена (эпохи Вёллинг и особенно Аллерёд, 11–12 тыс. лет назад), когда орбитальные условия были наиболее благоприятны для облучения высоких широт, температуры в обоих полушариях достигали в некоторых районах современной или даже более высоких значений (южное Чили, Англия). Порожденные же потеплением сёрджи вызвали в северном полушарии похолодания длительностью около 1000 лет и весьма сильные (до десятка градусов в Раннем и Среднем Дриасе и до нескольких градусов в Позднем Дриасе, 10–15 тыс. лет назад). В умеренных широтах южного полушария, где температура 12–18 тыс. лет назад уже была близкой к современной, затем возникло похолодание (примерно на 4 °C), которое держалось несколько дольше, чем в северном полушарии. Вновь потеплело в период климатического оптимума, но температура лишь немного превысила современные ее значения. Таким образом, в период окончания последнего оледенения изменчивость климата была (особенно в северном полушарии) исключительно велика.

8.2

Колебания климата в послеледниковое историческое и настоящее время

8.2.1

Климат послеледниковой исторической и современной эпохи

Колебания климата послеледниковой эпохи (голоцен) определялись в основном следующими факторами. При относительной стабильности (хотя и неполной) содержания CO_2 в атмосфере в этот период проявлялось влияние колебаний земной орбиты, возможно, приливных сил, изменений прозрачности, вызванных вулканической деятельностью и автоколебанием самой климатической системы (атмосфера – океан – полярные льды). В какой-то мере могли проявляться влияние и других малоизученных факторов. Граница между голоценом и плейстоценом нечеткая. Если за нее взять время, когда ледник оставался только в Скандинавии, то это будет около 12 тыс. лет назад. Однако окончательное разрушение льдов в Скандинавии и на Баренцевоморском шельфе происходило еще около 1,5 тыс. лет, а в Северной Америке – около 6 тыс. лет. А это значит, что в первой половине голоцена атмосферная (да и океаническая) циркуляция не могла быть

полностью аналогичной современной из-за иных особенностей деятельной поверхности обширных районов. Тем не менее завершавшееся таяние и разрушение ледников происходило в благоприятных для высоких широт орбитальных условиях, которые были наилучшими около 10 тыс. лет назад. Затем эти условия стали ухудшаться, но в комплексе с другими факторами климат на большей части земного шара продолжал теплеть до середины голоцена, после чего наступило медленное похолодание, продолжающееся до сих пор. Со времени „оптимума“ температура понизилась в высоких и средних широтах северного полушария на 2–4 °C, в умеренных широтах южного полушария после потепления в первой половине голоцена и последующего похолодания к его средней части сейчас температура опять приблизилась к оптимальной. Ход увлажнения был более сложен, но в умеренных широтах северного полушария более влажно было при высоких (или наоборот низких) температурах и суше при промежуточных. При низких температурах лучше развивалась циклоническая деятельность, при высоких – конвективные факторы.

Кроме орбитальных факторов довольно сильно варьировала в течение голоцена вулканическая деятельность. Ее влияние сказывалось двояко. Понижение прозрачности атмосферы в среднем понижает температуру нижнего слоя атмосферы Земли (хотя из-за перестройки атмосферной циркуляции в отдельных районах в те или иные сезоны может преобладать и потепление). После каждого сильного извержения или их группы это явление длится несколько лет. Но когда извержения следуют одно за другим, температура для всего полушария может понижаться на несколько десятых градуса в течение десятков лет и даже более длительного периода. Но в процессах извержений атмосфера несколько обогащается углекислотой. По расчетам М. И. Будыко, за интервалы времени менее 1000 лет понижения прозрачности вызывают похолодания, для больших же интервалов времени накопление CO_2 в атмосфере перекрывает влияние понижения прозрачности и происходит потепление. В начале голоцена извержений вулканов было много, и они были значительно мощнее современных. К середине голоцена вулканическая деятельность ослабла в несколько раз и вновь увеличилась за последние тысячелетия по числу извержений, но уступает прежним извержениям по интенсивности. Независимо от того, связан ли ход вулканизма с какими-то процессами в литосфере Земли или явился результатом изменения и перераспределения

нагрузки на земную поверхность при разрушении покровных ледников, изменение интенсивности вулканической деятельности могло несколько увеличить амплитуду хода температур в течение голоцена.

Что касается более детального хода как температуры, так и увлажнения в течение голоцена, то здесь используются две схемы, лишь с трудом согласующиеся между собой. Одна составлена в основном по палеоботаническим данным и поэтому в умеренных широтах должна больше характеризовать условия теплой части года. Схема эта известна под именем ученых Блитта — Сернандера (см. табл. 8.4), на работах которых она основана. В основу ее положено больше всего материалов по Западной Европе, где с ней хорошо увязываются летние температуры. Ее, однако, применяют для всего северного полушария и даже земного шара, хотя уже в Восточной Европе смена растительности несколько смещается против схемы. Ее суть заключается в том, что весь голоцен делится на несколько периодов, начиная с позднеледникового: субарктический (предбореальный) еще сравнительно холодный; бореальный, который в Западной Европе был теплым и сухим; атлантический, который в указанных районах был наиболее теплым и влажным. С падением температуры начался новый сухой период — суббореальный. Выделяются еще более холодный и влажный субатлантический период. Его продлевают до нашего времени, хотя, по некоторым данным, мы уже вступили в новый период (более теплый). Это заметно в Европе и Северной Америке (но у экватора стало, наоборот, холоднее). Из этой схемы получается, что наиболее сухо было в периоды с промежуточными значениями в ходе температуры. Однако Н. А. Хотинский, в частности для СССР, показал, что в Азии наиболее высокие температуры (а с ними и большое увлажнение) получились в бореальный период. Правда, на Дальнем Востоке в это время было сухо, а максимум увлажнения оказался в суббореальную эпоху или даже позже, и, вообще, ход температуры и увлажнения меняется более сложно и не всегда согласуется друг с другом.

Другая схема дана А. В. Шнитниковым. Она была разработана на основании данных о самых низких положениях морен ледников при их очередных наступаниях и подтверждена анализом колебаний уровня озер, проходимость перевалов, ледовитостью полярных морей и т. п. (рис. 8.8). Естественно, что эти данные фиксируют в основном зимние условия увлажнения, дающие основной сток в водоемы и питание ледников. А. В. Шнитников выделяет 1850-летние циклы. Впрочем, этот период лишь средний, а фактически циклы совмещаются с периодизацией Блитта — Сернандера, только, по Шнитникову, каждый период предыдущей схемы начинается холодной и

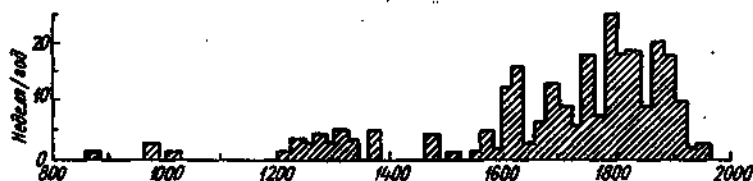


Рис. 8.8. Продолжительность блокирования пиковыми арктическими льдами берегов Исландии в течение IX–XX вв.

влажной эпохой, длящейся несколько столетий. Эти похолодания предыдущая схема не отмечала.

Более или менее регулярные похолодания, соответствующие циклам Шнитникова, но, скорее, более короткие, действительно наблюдаются как в умеренных широтах, так и в полярных ледниках, что можно установить по колебаниям их изотопного состава после сильного потепления в эпоху норманов (рис. 8.8–8.10). Последнее и самое сильное похолодание („малая ледниковая эпоха“) состояло из двух частей: более теплой – в XIII–XVI вв. и самая холодная – с XVII в. до середины XIX в. (а в некоторых районах до конца века). Снеговая линия как реликт ледниковой эпохи колеблется в соответствии с этими похолоданиями, меняющими температуру в Субарктике до 2°C и более, но имеет общую тенденцию повышаться (последнее часто оспаривается из-за различий в датировках). А. В. Шнитников связывает эти похолодания с колебаниями приливообразующей силы, но согласование фаз колебаний неполное, также неодновременно происходят и максимумы похолоданий в пределах цикла. В Исландии наибольшее похолодание и ледовая блокада побережья приходились на начало XIX в., в Англии – на 1–2 столетия раньше, в районе Карского моря – на самый конец XIX в., а в Японии – на XI в. (вторичное тоже около XV–XIX вв.). Такие различия во времени возможны лишь при участии в этом процессе колебаний климатической системы. При этом похолодание не носило сплошного характера, а разделялось на более короткие, приблизительно 360-, 180-, 90-летние периоды некоторого потепления. Более короткие периоды похолоданий, по крайней мере, в малую ледниковую эпоху оказались связанными с ходом эруптивной вулканической деятельности, фиксируемой по осадчению кислых продуктов извержений в недрах ледников. Самый большой

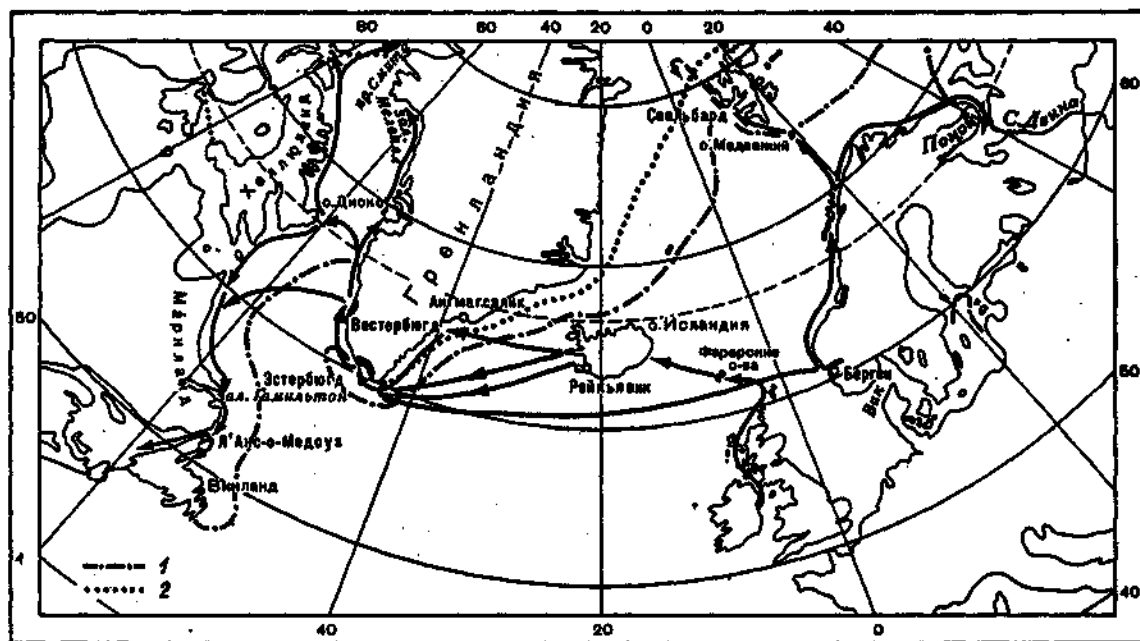


Рис. 8.9. Плавание норманов в Северо-Атлантическом секторе в раннем средневековье (по различным источникам). Показаны современные границы плавучих льдов в период максимального (весной) (1) и минимального (осенью) (2) распространения.

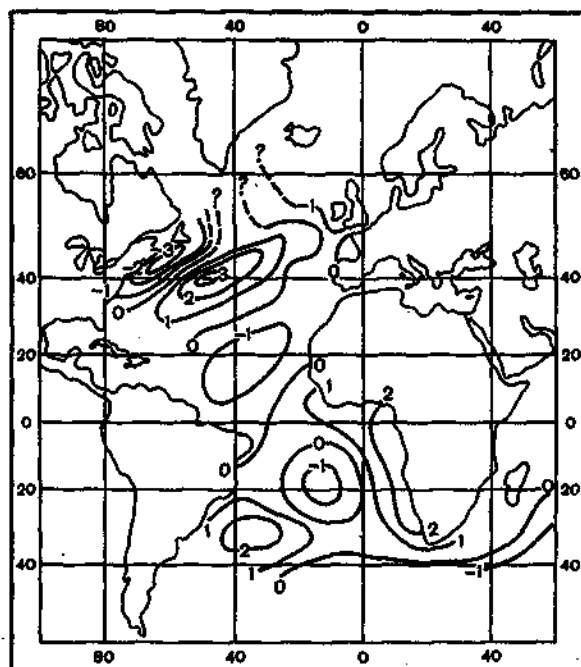


Рис. 8.18. Отклонения температуры воды на поверхности в Атлантическом океане в период 1780—1820 гг. от их значений за 1921—1938 гг. Пунктирные участки изотерм — интерпретация Дж. Бærкнесса.

уровень осаджений фиксировался с 1260 по 1470 г. и с 1570 по 1670 г. За последнее столетие эти отложения стали в несколько раз меньше.

Таким образом, в создании холодных эпох голоцена различной длительности участвует и вулканическая деятельность. Малая ледниковая эпоха уже в своей первой части привела к гибели Гренландской колонии норманов, создала значительные трудности для Исландии и Скандинавии, прекратила разведение винограда в Англии, создав для него трудности и во Франции. Хотя холодали в основном зимние месяцы, недостаток тепла и сокращение безморозного периода отмечались и летом. Леса умеренных широт в Восточной Европе в основном сократили свой прирост древесины. По северной и восточной границам леса, особенно в Сибири, прирост резко уменьшился, а на плато Путорана лес просто погиб.

Изменения температуры и увлажнения в послеледниковую эпоху можно восстанавливать по смене растительных сообществ, донным

отложениям озер, положению ледников и т. д. В частности, термический оптимум в середине голоцена для Прибалтики по данным в Литве и Эстонии также может быть установлен этим путем. В послеледниковые здесь господствовали тундра, лесотундра и редколесье из сосны и березы (11–13 тыс. лет назад). При потеплении и одновременном увеличении сухости (около 9 тыс. лет назад) было довольно много сосны, затем стало влажнее и эту территорию заняли дубовые и широколиственные леса (около 5 тыс. лет назад). В период 5–3 тыс. лет назад здесь преобладали еловые леса, тогда как сейчас – сосновые (а в Литве и березовые). Близость ледника в начале периода подтверждается низкими температурами воды на одном из озер Готланд (Швеция). 10 тыс. лет назад температура была на 16 °C ниже современной, а 9 тыс. лет назад – уже на 1 °C выше современной. Затем в период 8–3 тыс. лет назад вода озера была на 2 °C теплее современной, а при похолоданиях за последние 2500 лет – на 1–2 °C ниже ее. Все это соответствует схеме Блитта – Сернандера.

Вместе с тем на фоне этого тренда температуры (табл. 8.4) происходили многочисленные колебания температуры. В некоторые из них зимние температуры отличались от средней в северной части умеренных широт до 2 °C, а в позднеледниковое время – даже на 3 °C. Минимальные амплитуды подобных колебаний были в период температурного оптимума, когда температура при колебаниях изменялась в пределах 3 °C (вдвое меньше, чем в позднеледниковье). Позднее они менялись в пределах до 4–5 °C. Наиболее длительные периоды больших температурных аномалий $\pm 1,5$ °C и более) имеют специальные названия или номер. Средний период подобных колебаний был около 1100 лет, а в период климатического оптимума – от 550 до 940 лет. Эти колебания получились значительно короче предполагаемых Шнитниковым. Но наиболее мощные циклы колебаний температуры были действительно около границ периодов Блитта – Сернандера. Они предшествовали предбореальной, бореальной и атлантической эпохам, но происходили в начале суббореальной и субатлантической эпох, что же касается систематического роста высоты снеговой линии от начала к концу голоцена, то это остается спорным из-за расхождения датировок отдельных похолоданий у разных авторов.

Нам важно отметить, что колебания климата в условиях, близких к современным, могут быть весьма значительными. Часть из них связана с изменениями прозрачности атмосферы (видимо, с автоколебаниями в климатической системе), а часть может быть связана с какими-то еще не учтенными факторами климатообразования. О более коротких циклах колебаний уже говорилось выше. Отметим лишь

Таблица 8.4

Хронология климатических событий последних 16 тыс. лет
(соответствует типовым условиям умеренных широт).
По Н. Н. Борзиковой и В. А. Зубкову

Период Вянгта — Сервандера	Дата начала периода, млн лет назад	Число погребений/ похолоданий > 1,5 °C	Продол- житель- ность циклов наименьшая тем- пературы, млн лет	Треховая составля- ющая (нача- ло — конец эпохи), °C	Средняя аномалия темпе- ратуры и гра- дусы колеба- ний, °C
Субатлантический	6—2 500	2/2	1250	0,0; 0,8	$\frac{-0,4}{-2,1; 1,25}$
Суббореальный	5 350	2/2	1425	1,5; 0,0	$\frac{0,7}{-0,4; 1,6}$
Атлантический	7 900	3/2	940	1,5; 1,5	$\frac{1,5}{0,5; 2,9}$
Бореальный	9 000	2/2	550	-0; 1,5	$\frac{0,8}{-0,2; 3,0}$
Предбореальный	10 400	2/2	700	-2; -0	$\frac{-1,0}{-2,2; 0,8}$
Дриассовый	13 300	3/3	970	-3; 2	$\frac{-2,5}{-5,5; 0,8}$
Преддриассовый	16 500	2/1	2120	-4; 3	$\frac{-3,5}{-6,5; 0,1}$
За весь период	16 500	16/14	1100		$\frac{-3}{-6,5; 0,1}$

помимо вековых (60—120 лет) брикнеровские циклы с периодом около 30—50 лет (в среднем 35 лет), 14-летние с обертоном 7 и 10 лет, отмечающиеся в повторяемости засух на европейской части СССР, в Западной Сибири, Казахстане, Северной Америке и т. п. Все упомянутые выше циклы не регулярны, могут менять свой средний период (довольно часто в кратном размере), фазы и амплитуды. Последнее относится даже к 2000-летнему циклу Минтикова и циклам, приведенным в табл. 8.4. В голоцене и в более раннее время (В. Н. Адаменко, А. А. Четвериков) в некоторых случаях после нескольких столетий проявления

подобных колебаний они практически исчезают даже при формально достаточной статистической надежности их проявления. Вероятная причина подобного поведения циклических составляющих в тех или иных районах — изменение состояния климатической системы, о деталях особенностей которых мы знаем пока довольно мало. Некоторые особенности формирования циклов могут вызывать параметрическим резонансом — особым явлением, наблюдаемым в сложных системах. Этим явлением А. М. Обухов объясняет формирование квазидвухлетнего цикла общей циркуляции, вызванного годовым ходом и имеющего большое распространение в самых различных явлениях погоды. Изменение же циркуляции приводит к возникновению этого цикла в самых различных явлениях погоды, температуре, увлажнении, засухах и т. д.

2.2.2

Пути воздействия человека на климат и микроклимат

Возможность воздействия человека на местные особенности климата сомнений не вызывает. Вся история человечества пронизана стремлением защищаться от неблагоприятных погодных условий: холода, жары, сильного ветра, осадков и т. п. и защитить от них свое имущество, домашних животных и возделанную землю. Но влияние на климат больших территорий, казалось бы, потребовало колоссальных источников энергии, которыми человечество часто даже не располагает. Это связано с огромной энергетической мощностью даже локальных природных процессов (например, по Е. К. Федорову, мощность процессов, обуславливающих появление и развитие крупного грозового или градового облака, составляет десятки миллионов киловатт, однако уже А. И. Воейков показал, что естественному ходу процессов можно, не пытаясь преодолеть его в лоб, противопоставить процесс, видоизмененный с помощью тех же естественных природных сил). В частности, варьируя характер деятельной поверхности на больших площадях, можно на них изменять радиационный, влажностный и ветровой режим, причем атмосферная циркуляция будет распространять это изменение и за пределы района, на котором производится воздействие.

Можно воздействовать на радиационный режим, варьируя газовый и аэрозольный состав атмосферы; можно изменять увлажнение, а с ним и испарение, изменения которого на площадях порядка материков сказываются на распределении и количестве осадков.

Таким образом, изменения микроклимата и климата можно добиться в сущности сходным путем; различается лишь масштаб воздействия по площади и интенсивности воздействия. Человечество с

самого своего зарождения изменяло окружающую природу в своих интересах, обычно не заботясь о будущем. Вырубались или выжигались леса, распахивались земли, орошались земельные угодья, использовались земли для выпаса домашних животных. Вначале, когда людей было мало и их технические возможности были ограничены, воздействия на природу были невелики, в частности на климат. Однако классики марксизма отмечали, что там, где культура развивается стихийно, она оставляет после себя „пустыню“. Что же можно сказать о современном масштабе воздействий на природу оснащенного современной техникой многомиллиардного человечества в процессе его производственной деятельности? Эта проблема несет с собой неожиданные, часто неблагоприятные последствия, за развитием которых приходится следить с помощью специальных систем наблюдения (так называемых мониторингов) и принимать в международном масштабе меры против возникающих опасных последствий производственной деятельности. Хищническое отношение к природе, изменение деятельной поверхности, выброс большого количества вредных веществ промышленностью в атмосферу, реки и океан особенно характерно для развитых капиталистических стран. Истребление лесов, быстрый рост овражной сети, распыление и смыв почв и т. д. привели, например, в США в полную негодность около 30 % земельного фонда. Кислые продукты и озон дымовых загрязнений сказываются отрицательно на почвах, растительности и водоемах даже сопредельных стран (от США в Канаде, от Англии и ФРГ в Скандинавии).

Подобные тенденции возникали и в царской России. Однако здесь зародилась и система мероприятий, направленных на улучшение природы и климата. В 90-х гг. XIX в. в числе поборников улучшения климата можно назвать А. И. Воейкова. Грандиозный опыт по переделке природы был поставлен В. В. Докучаевым. Однако лишь при Советской власти могла развиваться планомерная система мероприятий по охране природы, возможности которой неизмеримо возросли в эпоху развитого социализма.

На практике мы встречаемся с тремя типами воздействий на климат.

1. Непреднамеренные воздействия на климат в процессе развития производственной деятельности, часто неосознаваемые.

2. Воздействия на климат в процессе преобразования природы для нужд хозяйства, когда такие последствия, по крайней мере локаль-

ные, более или менее известны и как микроклиматические учитываются или даже используются.

3. Для практических целей планомерные крупные воздействия на природную среду с целью изменения микроклимата или климата в более крупных масштабах. При этом переход от микроклиматических к макроклиматическим последствиям происходит обычно тогда, когда воздействие захватывает большую часть тропосферы и может изменять погодные процессы. Четкой границы здесь нет. Например, создание водохранилищ вызывает изменение над водоемами количества и сезонного хода облачности различных форм, изменяет ветер и вертикальные токи из-за уменьшения параметров шероховатости земной поверхности и различия температур с окружающей территорией. В конечном счете это воздействует и на осадки, которые принято считать макроклиматической характеристикой.

Используя отмеченные выше связи между воздействиями на микроклимат и климат значительных регионов и сходство методики и их исследования, в настоящей главе мы кратко рассмотрим и те, и другие, учитывая установившиеся типы и цели воздействий.

8.2.3

Воздействие на радиационный и тепловой режим

Защита от заморозков может достигаться несколькими способами, но в самом общем виде может быть подразделена на непосредственное изменение радиационного и теплового режима и на защиту от холодной адвекции, усиливающей скорость охлаждения растений и затрудняющей применение ряда способов защиты, основанных на непосредственном нагреве участка или уменьшении эффективного излучения. Для этой цели на ровном месте на практике оправдало себя обсаживание садов с северной стороны древесной изгородью. В случае нахождения участка в низине, следует производить посадку деревьев и кустарников на склонах, что затрудняет сток холодного воздуха. Если сток холодного воздуха все же происходит, температура холодного потока несколько повышается за счет вертикального перемешивания. Наконец, возможно прямое закрытие растений для защиты от вредных условий, о котором будет сказано ниже. В этом же разделе будет рассмотрено только прямое воздействие на радиационные и тепловые условия. Борьба с заморозками, таким образом, сводится к мерам повышения ночных температур у защищаемых культур и к замедлению быстрого роста температуры в утренние часы, представляющего после ночного холода не меньшую опасность, чем сам заморозок. В исключительных случаях борьбу с понижением температуры приходится проводить круглосуточно до конца периода похолодания.

Наилучшие результаты при слабом ветре дает прямой обогрев участка на специальных установках (грелках, жаровнях и т. д.). Например, при сжигании нефти в широкотрубных грелках В. Н. Никифорова при ветре 1 м/с на высоте 1 м повышение температуры составляло 1, 3, 4 °C при числе грелок на 1 га соответственно 100, 300, 500. На высоте 2 м эффект уменьшался только на несколько десятых градуса. Этот способ, однако, применим только для охраны наиболее ценных культур из-за большого расхода горючего. Так, при 500 грелках на 1 га расход нефти составляет 700–300 кг за час и требует хорошей службы оповещения, чтобы не упустить момент, когда следует приступить к защите. Значительно дешевле защиту проводить с помощью костров из сырого топлива, дымовых куч из травы, сырой соломы и т. п., но при этом изменения температуры, а также эффективного излучения невелики. Прямой нагрев не превышает 1,5 °C, а при использовании только дымовых куч обнаруживается не всегда. Зато дым уменьшает приток солнечной радиации в утренние часы, что позволяет растениям легче перенести последствия заморозка. Применение специальных дымов для уменьшения эффективного излучения позволяет снизить его на 15–60 % и повысить температуру на 0,5–3,0 °C. Однако главная часть эффекта вызывается теплотой горения, меньше – теплотой конденсации и еще меньшая – снижением эффективного излучения.

В сухих районах (Средняя Азия) в холодные ночи температуру можно повысить на 2 °C за счет интенсивного полива, увеличивающего теплопроводность почвы. Понятно, что этот способ применим лишь при достаточно теплой почве. Кроме того, приходится считаться с физиологическими действиями самого полива, который может задержать созревание культуры.

Способом борьбы с заморозками является и создание грядок или посадка картофеля на гребнях высотой 25–30 см с широкими междурядьями и большим расстоянием между кустами в рядах, что будет способствовать стоку холодного воздуха в междурядья. Наконец, можно использовать различные покрытия: землей, соломой, полимерной пленкой, бумагой и т. п., которые меняют тепловой и влажностный режим. Эти способы будут рассмотрены ниже.

8.2.4

Покрытие почвы (мульчирование)

Покрытие почвы может применяться не только в целях борьбы с заморозками, но и с целью изменения ее теплового и влажностного

режима, а также для борьбы с сорняками. Впервые этот способ применил П. Ф. Бираков в конце прошлого столетия. В зависимости от цветовых свойств и теплопроводности покрытия эффект мульчирования бывает различным. Так, при опытах в Каракумах (Репетек) поверхность черной мульчбумаги дополнительно нагревалась (на 6–7 °C), а ночью несколько охлаждалась. При этом колебания температуры в самой почве незначительно уменьшались, а влажность почвы повышалась на 1–2 %. Но как в начале мульчирования, так и при развитии культур днем температура под мульчпокрывом была на 5 °C выше температуры песка. Покрытие сухой травой в среднем снижало температуру почвы в полуметровом слое на 4–7 °C, а на поверхности покрыва возникали резкие колебания: днем покров был теплее песка на 4–7 °C, а ночью охлаждался на 5 °C в сравнении с температурой песка.

В настоящее время для мульчирования обычно используются полимерные пленки, которые расстилаются с помощью машин. Пленка используется трех типов: прозрачная, черная и дымчатая. Прозрачная вызывает наибольшее повышение температуры почвы как из-за пропуска радиации при ослабленном обмене, так и из-за уменьшения испарения. Например, в Ленинградской области поверхность почвы под пленкой нагревается днем на 20 °C по сравнению с открытым участком и на 1,5–2,0 °C на глубине 0,5 м. Эту пленку применяют тогда, когда следует повысить температуру почвы, т. е. весной, особенно на севере. К сожалению, под ней активно развиваются сорняки, а следовательно, необходима прополка.

Черная пленка вызывает нагрев на своей поверхности (до 58 °C в летнее время), почва же под пленкой в слое 0–5 см может быть холоднее на 1–1,5 °C. Сорняки под ней не выживают из-за отсутствия света и контакта с перегретой поверхностью. Она применима на юге, например, для картофеля в период образования клубней, когда чрезмерно высокая температура почвы неблагоприятна для этого процесса.

Дымчатая пленка создает промежуточные условия по сравнению с рассмотренными выше.

Правильное применение пленок позволяет увеличивать урожайность овощей и картофеля в 2–3 раза. Мульчирование может применяться как на открытом грунте, так и в теплицах или в пленочных укрытиях, повышая и здесь температуру почвы на 2–3 °C и увеличивая урожайность.

Сами теплицы и пленочные укрытия также создают своеобразный микроклимат. В зависимости от состава пленки, несколько меняется состав пропускаемой радиации и по-разному ослабляется эффективное

излучение. При желании спектральный состав проникающей радиации может регулироваться искусственно, что оказывает различное физиологическое действие на защищаемые культуры. Температура под пленкой теплиц повышается главным образом в дневные часы (из-за колебания обмена с наружным воздухом). Ночью различия температур минимальны. Но многое зависит и от состава пленки однослойности или двухслойности покрытия, наличия или отсутствия искусственного (постоянного или аварийного) обогрева.

8.2.5

Изменение характера донной поверхности

На климате наиболее сказываются следующие преобразования: насаждение и вырубка лесов (а в тундре снятие травяного или мохового покрова), осушение болот, создание искусственных водоемов. Облесение существенно меняет ветровой режим территории, распределение снежного покрова и промерзание почвы, несколько увеличивает количество осадков, меняет радиационный баланс и испарение (преимущественно их увеличивая). Внутри самих древесных насаждений складывается своеобразный режим, весьма улучшающий климатические условия произрастания растительности в засушливых областях. Например, известно, что в оазисах Сахары различные виды плодовых деревьев могут развиваться лишь под сенью пальм, а внизу (в третьем ярусе) можно сеять злаки. Реликтовые ореховые леса на Гиссарском хребте, по исследованиям С. А. Сапожниковой, могут сохраняться только за счет микроклимата, создаваемого ими самими, и после вырубки почти невозможно их восстановить; почва после такой вырубки смывается весенними дождями и в дальнейшем сама не восстанавливается.

Важные свойства имеют и леса умеренной зоны. В городах зеленые насаждения уменьшают интенсивность солнечной радиации у земли, повышают влажность, уменьшают дневные и вечерние температуры, уменьшают запыленность воздуха. В редком насаждении, пропускающем радиацию к почве и, однако, ослабляющем ветер, создаются более высокие дневные температуры, благоприятные весной, а в районах недостаточно теплых — и летом (в холодную ветренную погоду). Вырубка лесов на склонах гор ведет к смыву почвы, формированию лавин и грязекаменных потоков — селей, разрушающих дороги, а иногда приводящих к настоящим бедствиям. В районах с мягкой снежной зимой леса уменьшают промерзание почвы, замедляют таяние

снега и способствуют уменьшению весенних половодий, так как лучше впитывают влагу в почву.

Наоборот, в районах многолетних мерзлых пород (вечной мерзлоты) с суровой малоснежной зимой вырубка лесов благоприятно влияет на климат, сельскохозяйственные условия, она способствует оттаиванию почвы и перемещению вечной мерзлоты в более низкие горизонты. Например, по Л. С. Бергу, в бруснично-лиственничной тайге на Лено-Вилюйском плато летом мерзлота встречается на глубине 75–100 см, тогда как на лугах, образовавшихся после вырубки лесов, мерзлота залегает лишь на глубине 125–150 см. Сходным образом влияет травянистый и моховой покров болот и тундр, снятие которого способствует лучшему прогреванию почвы. Однако, в этих условиях прогрев почвы приводит к ее заболачиванию.

В условиях переувлажнения на севере рыхлая лесная почва лучше впитывает и пропускает влагу в грунт. При вырубке влага по-прежнему впитывается лесной подстилкой (если она сохранилась), но при последующем уплотнении почвы и изменении светового режима, способствующем появлению мхов, ведет к заболачиванию.

3.2.6

Воздействие на ветровой режим и турбулентный обмен

Изменение ветрового режима у поверхности земли, в частности его ослабление, имеет практическое значение и само по себе, но оно, кроме того, сказывается на тепловом и водном балансах. Рассмотрение этого вопроса начнем с простейшего случая борьбы со снежными заносами на железных и шоссейных дорогах с помощью щитов. Казалось бы, наиболее эффективным для этой цели должен быть сплошной забор, между тем это не так. По обе стороны забора образуются вихри с горизонтальной осью, поверх которых ветровой поток относительно легко переваливает через такой забор и даже несколько турбулизируется. Вследствие этого его воздействие на ветер распространяется очень недалеко и не всегда достаточно эффективно, а на небольшом расстоянии от забора с наветренной и подветренной сторон образуется два сугроба с довольно крутыми склонами. Таким образом, бороться с заносами следует другими способами: либо продувая полотно дороги сильным ветровым потоком у самой земли, либо, наоборот, ослабляя ветер и турбулентный обмен для уменьшения метелевого переноса.

Для усиления потока нужно, чтобы сплошной забор начинался не от самой земли. В нижней части забора следует ставить широкий забор, а сам забор целесообразно наклонять навстречу ветру. Тогда почти весь поток, ударяющий в забор, будет отклоняться вниз и проходить через забор, усиливаясь и сдувая снег с полотна. Понятно, что такие

щиты (а они применяются на железных дорогах Заполярья) следует ставить в непосредственной близости от полотна.

Сходным образом работают древесные насаждения, очищенные от сучьев на малых высотах и с достаточно густой кроной на больших высотах. Способствует продуванию также направление путей на станциях вдоль господствующих ветров и избегание выемок. Если, однако, выемка необходима, то ее также следует направить вдоль направления господствующих ветров. Въезды в нее следует делать широкими, а среднюю часть узкой. Все это вместе взятое будет усиливать ветер у земли, который будет проносить снег, не давая ему осажаться (рис. 8.11).

Иначе следует поступать, если мы собираемся бороться с заносами путем ослабления ветра и турбулентного обмена. В этом случае выгодно щиты делать решетчатыми. Воздушный поток частично проходит сквозь щит и лишь частично его переваливает. При этом верхняя часть потока не сможет сразу опуститься до земли, ей будет препятствовать поток, прошедший сквозь щит, а в этом потоке существенно изменится режим турбулентности. Атмосферные вихри будут измельчены, а суммарная турбулентность несколько увеличится в процессе преодоления щита. Но эта турбулентность, во-первых, будет быстро затухать, поскольку диссипация пропорциональна кубу динамической скорости и обратно пропорциональна размерам вихрей. Поэтому с подветренной стороны от щита турбулентность начнет быстро уменьшаться, к тому же мелкие вихри будут слабо переносить количество движения из верхнего потока вниз. Это приведет к ослаблению ветра, в результате чего получатся длинные пологие сугробы. Наиболее выгодны щиты с просветами около 60 % площади, когда сугробы за щитом высотой 4,4 м распространяются в подветренную сторону на несколько сотен метров (иногда почти на 0,5 км) (см. рис. 8.11). Естественно, что на таких расстояниях от полотна дороги их и следует ставить. Подобные же щиты могут решать проблему снегозадержания на полях. В бесснежный период щиты могут останавливать песчаные и пылевые заносы, предотвращать „черные бури” (снос вспаханной почвы и гибель посевов).

Вместо щитов можно использовать посадки полос из деревьев (лесные защитные полосы) или из достаточно мощных травянистых растений (рожь, кукуруза, подсолнечник) — кулиса. Их действие, однако, сложнее, чем действие щитов, и оно несколько различается в

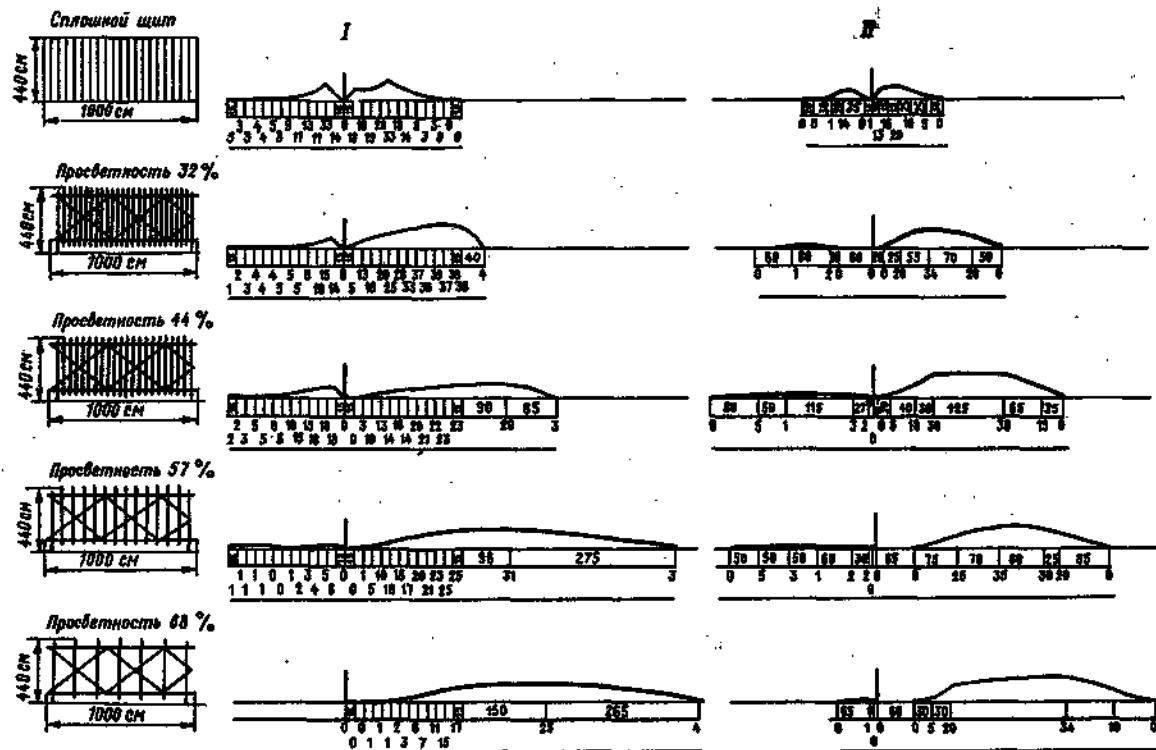


Рис. 8.11. Профили снежных отложений у моделей щитов.

1 — 25 февраля, II — 6 марта.

Верхний ряд цифр — расстояние между точками замеров (сантиметры), нижний — высота озложений (сантиметры).

разные сезоны уже по одному тому, что степень продуваемости древесных посадок, покрытых листвой, и без листвы существенно различается.

Зимний эффект древесных полос и кулис наиболее близок к эффекту щитов. За полосами, достаточно хорошо пропускающими воздушный поток, но дробящими вихри, располагается длинный пологий сугроб. Его длина в зависимости от характера зимы (климата) меняется от 6 до 20 высот самих полос. При меньшей продуваемости сугроб становится короче, в отдельных случаях в 1,5 раза. В снежных отложениях перед полосами и в самих полосах возможны следующие варианты: перед вовсе непродуваемыми полосами скапливаются сугробы за счет метелевого переноса, в малопродуваемых нижних частях полосы много снега скапливается в самих полосах. Для продуваемых полос ($\geq 0,6$) накопление снега в полосах в 1,5 – 2,0 раза меньше, чем в поле. И, наконец, в полосах, редких внизу и продуваемых в более верхних частях, снег может быть сдут почти полностью и вынесен на поле, где образуются наиболее длинные снежные шлейфы. Это выгодно для полей, но часто невыгодно для произрастания самих полос, как в отношении увлажнения, так и заселения птицами, истребляющими насекомых. Полосы, применяемые для защиты дорог от снегозаносов, если они рассчитаны на сдувание снега с их полотна, предпочтительны непродуваемые, расположенные у полотна, с зазорами снизу. Продуваемые полосы, расположенные в сотнях метров от дороги, здесь не практикуются, прежде всего, из-за различной длины снежных шлейфов в зависимости от погоды.

Имеется опыт снегозадержания на полях и за выращенными рядами кулис. В континентальных ветреных районах накопление снега на полях, защищенных кулисами, может превышать покров на незащищенных полях в 5–6 раз. Этот снег способствует существующему увеличению влажности почвы весной, а в случае озимых посевов растения еще предохраняются от вымерзания. В результате получается возрастание урожайности почти в 2 раза. Однако чрезмерное накопление снега на полях в теплые зимы может приводить не к увеличению, а к некоторому снижению урожайности озимых культур.

Следует особо остановиться на защите полей, защищенных полосами от выдувания почвы, и посевов при черных бурях, которые могут возникать в малоснежные зимы и ранней весной. Хотя опасных размеров это явление достигает в отдельные редкие годы, ущерб земледе-

лию оно приносит большой и не только в год возникновения бурь, а и в последующие годы за счет потери верхнего слоя плодородных почв.

Значительно сложнее действие лесных защитных полос и кулис в теплое время года. Ведущим по-прежнему остается влияние полос и кулис на турбулентный обмен, но и оно усложняется. После облиствения полосы становятся гуще, а просветы в полосах более мелкими (ажурными). Продуваемость полосы меняется с изменением скорости ветра, раздвигающего мелкие ветки и листву, от ширины полосы. Широкие полосы (кроме редких снизу) становятся мало продуваемыми. Расстояние, на которое распространяется действие полос, зависит от вертикальной температурной стратификации и потому меняется в течение суток. Следует различать действие полос в районах, где увлажнение почвы на открытом и защищенном участках мало различается (районы достаточного увлажнения и практически бесснежные на любой широте) и где влага, накопленная за зиму, продолжает влиять в теплый период. В первом случае, при ослаблении турбулентного обмена, сброс избытка тепла приводит к нагреванию деятельной поверхности, увеличению вблизи нее влажности и увеличению вертикальных градиентов температуры и влажности, увеличению их суточных амплитуд. В северных районах дневной нагрев благоприятен развитию растений. Понижение температур в ночное время благоприятно вне периода заморозков, так как в этих условиях уменьшается расход питательных веществ на дыхание. Для тех культур или стадий развития видов растений, когда солнечная радиация доходит до почвы и существенно ее нагревает, ночного понижения температуры может и не быть за счет ее теплоотдачи. Вблизи полос или кулис развивается местная циркуляция, умеряющая вертикальные градиенты температуры и влажности. В условиях, например, Ленинградской области кулисы из ржи существенно повышают урожай огурцов (особенно в холодное лето). Еще больший эффект дает комбинирование пленочных покрытий и кулис. Ослабление холодной адвекции уменьшает повреждения от заморозков, если они все же возникают. Вообще же даты заморозков на защищенных и открытых полях различаются мало, так как ослабление адвективных факторов и усиление радиационных оказываются примерно равнозначными.

Повышение влажности у поверхности растений важно при засухах. При них на защищаемых полях влажность увеличивается и за счет испарения с самих полос. Однако, с другой стороны, при влажной погоде избыточная влажность при большом развитии вегетативной массы и слабых ветрах увеличивает вероятность полегания культур. Все эти особенности легко упустить при стандартной высоте измере-

ний, так как из-за больших градиентов повышение температуры и влажности сколько-нибудь существенно проявляется лишь у самой поверхности растений. Наоборот, влияние полос на испарение нередко преувеличивается. Ослабление ветра, в частности, уменьшает испарение по данным испарителей, особенно водных. Но это не значит, что будет меняться испарение с обширной территории, на которой неоткуда возникнуть адвекции более сухого воздуха. В действительности (по М. И. Будыко) из-за нагрева деятельной поверхности возрастает эффективное излучение, незначительно уменьшается радиационный баланс, а с ним и испаряемость. Это уменьшает и испарение с межполосных участков. Заметим, что когда ветер дует под углом к полосе, то эффективная ее продуваемость уменьшается. Также уменьшает метеорологическую эффективность и ширина полосы. В этом отношении гидрологические и лесорастительные условия входят в некоторое противоречие с метеорологическими и в каждом случае следует определять, чему отдавать предпочтение.

Иное действие оказывают полосы при наличии на защищенных полях дополнительных запасов влаги за счет лучшего использования запасов воды в снеге зимой.

Влияние лесных защитных полос усложняется переваливанием части воздушного потока через полосу, в процессе чего он дополнительно турбулизируется. Это приводит к тому, что на некотором расстоянии от полосы турбулентность может не уменьшаться, а возрастать в 1,5 раза и более на высотах 50–150 см. Однако это увеличение турбулентности обычно не доходит до земли, и эффект полос остается положительным до высоты 20–30 см над растительностью.

Таким образом, правильная оценка влияния полос требует постановки наблюдений на высотах ниже 50 см над почвой. Положительное же влияние на ветер и турбулентный обмен простирается в подветренную сторону до 30–40 высот и в наветренную до 15 высот полосы. Однако количественно наиболее эффективны полосы, продуваемые, редкие снизу и ажурные или непродуваемые сверху. Снижение обмена на расстояниях, равных 6 высотам, может достигать 40 %, а на высотах 50–150 см – до 50 % даже при 20-кратном расстоянии от полосы. Следует иметь в виду, что если система полос образует оазис, то уменьшение ветра в его подветренной части проявляется более существенно. Перетекание же ветрового потока через оазис приводит к возрастанию турбулентного обмена в 1,5 раза и более и распространяется до высоты

1 км. Кроме того, возникают крупномасштабные вертикальные движения до нескольких сотен метров с преобладанием подъема в наветренной и спуска с подветренной части оазиса. Эти изменения оказываются наибольшими в дневные часы, когда обнаруживается увеличение амплитуды с 50 до 100 м и более на высотах 100–1000 м. В этом случае испарение с межполосного поля может стать большим, чем с незащищенного участка, температура может стать ниже, и радиационный баланс возрастет.

Весной при обилии влаги растения создают мощную корневую систему, обеспечивающую развитие растений и усиливающую испарение. В то же время на незащищенном участке, где почва весной быстро высыхает, сильной корневой системы растительность создавать не успевает, поэтому на межполосном участке испарение увеличивается из-за лучшего использования влаги из глубоких слоев почвы. В результате после уборки урожая влажность почвы на поле, защищенном полосами, оказывается ниже, чем на незащищенном. Что касается испаряемости, то в черноземных районах она может и уменьшаться, но по другой причине, чем в районах без дополнительного зимнего запаса влаги. Мощно развитая растительность (злаки, свекла и т. п.), полностью закрывая почву, будет обладать большим альбедо, чем участки черноземной почвы, даже сухой, проглядывающей при слаборазвитом травостое. Из-за этого радиационный баланс на межполосном поле несколько уменьшится, а с ним и испаряемость. Таким образом, может получиться парадокс – повышенный (иногда в 2 раза) урожай будет получен при повышенном испарении с использованием всех запасов влаги в почве. К сожалению, повышая урожайность, межполосные клетки не могут быть достаточно большими, иначе середина поля окажется незащищенной за пределами расстояния, 20–30-кратного высоте полос. Небольшие же клетки снижают производительность сельскохозяйственной техники. В какой-то степени может помочь форма клетки, вытянутой поперек господствующих ветров, а также дополнительное применение снегозадержания в центральных частях больших клеток другими методами (щитами, созданием валов из снега и т. п.)

§ 2.7

Орошение и осушение

Искусственное орошение увлажняет сухую почву. Это приводит к повышению ее теплоемкости. Почва, особенно в начале лета, становится более холодной. Этому содействует и то, что почти вся поступающая радиация тратится на испарение (часто затраты энергии на него даже больше радиационного баланса). Недостаток тепла пополняется

за счет турбулентного теплообмена, а над орошенным участком образуется инверсия, когда на орошаемый участок натекает сухой нагретый воздух из пустыни. При этом радиационные ресурсы тепла изменяются по-разному в зависимости от того, в какой климатической зоне и при какой погоде производится полив. В пустынях при орошении радиационный баланс существенно возрастает (иногда в 1,5–2 раза), что вызывается как меньшим альбедо, так и меньшим эффективным излучением влажной холодной почвы. Пустынные почвы светлые, во влажном состоянии они становятся темнее, темнее сухой почвы оказывается и растительность. Снижение же температуры деятельной поверхности (на 10 °C и ниже) заметно уменьшает эффективное излучение. Повышение влажности самого воздуха происходит обычно в слишком тонком слое, чтобы существенно повлиять на противоизлучение атмосферы.

В черноземных степях орошение далеко не всегда увеличивает радиационный баланс, а чаще его уменьшает. Правда, и здесь влажная почва темнее сухой, но растительность уже светлее оголенной почвы. Если растения лучше развиты на орошаемом участке, чем на сухом, то и альбедо его становится большим, чем сухого. Наконец, полив овощных или других культур в зоне достаточного увлажнения будет влиять на радиационный баланс лишь в засушливые годы. Если же характер растительности на поливном и сухом участках сходен, то альбедо на обоих участках близко и радиационный баланс на них различается мало. Однако перестройка теплового баланса из-за регулярности поливов все же происходит. Испарение возрастает, а турбулентный обмен уменьшается.

Осушение минеральных переувлажненных почв будет действовать в противоположную сторону: почвы, избавленные от избытка влаги, быстрее прогреваются (особенно в поверхностных слоях), соответственно изменяются ее радиационные характеристики и испарение.

Как же меняются метеорологические характеристики над орошаемыми полями? Естественно, при орошении уменьшение температуры почвы и воздуха, образование инверсий при притоке теплого воздуха со стороны оказывается наибольшим в пустынях Средней Азии. В среднем оно составляет несколько градусов (до 5 °C на обширных переувлажненных участках), например, в плавнях или сразу после полива на полях.

Соответственно возрастает и влажность на десятки процентов.

Регулируя количество подаваемой воды, количество и расположение орошаемых и неорошаемых участков, можно в довольно широких пределах регулировать изменения температуры и влажности. Для примера рассмотрим различия в суточном ходе температуры, влажности и скорости ветра под относительно малыми и очень крупными орошаемыми массивами.

Над малыми массивами, перемежающимися с неорошаемыми территориями, инверсия температуры не достигает большой высоты и суточный ход турбулентного обмена сохраняется обычный, с максимумом днем и минимумом ночью. Это приводит к аналогичному суточному ходу скорости ветра. В этих условиях в дневное время на орошенный участок поступает значительное количество воздуха со стороны, да и вертикальное перемешивание не дает проявиться влиянию орошения в полной мере. Ночью же влияние орошения слабо проявляется из-за малой скорости испарения. Поэтому наибольшие различия в температуре и влажности наблюдаются в утренние и еще больше в вечерние часы, когда с нагретой за день деятельной поверхности еще велико испарение (табл. 8.5). На больших орошаемых массивах масштабы составляют десятки километров. Инверсия температуры распространяется очень высоко (в совхозе Пахта-Арал, например, до 300 м). Это накладывает отпечаток на суточный ход скорости ветра: ночью его скорость становится больше, чем днем, хотя наибольшие различия температуры и влажности с неорошенной территории остаются ранним вечером. В дневные часы они тоже довольно велики (табл. 8.6).

Следует заметить, что избыточное орошение вызывает ряд нежелательных последствий: слишком значительное снижение температуры, засоление почв и т. д. Поэтому целесообразно осуществлять полив малыми дозами, чтобы вода не достигала минерализованных горизонтов. Последнее возможно при дождевании, которое помимо этого создает благоприятные условия у поверхности растений. Можно также комбинировать полив сверху при закрытом дренаже снизу, который будет удалять излишнюю и к тому же минерализованную воду. Орошение каналами, кроме того, отнимает большую полезную площадь, мешает работе сельскохозяйственной техники, способствует развитию сорняков на бровке канала и т. д. Поэтому открытых каналов должно быть минимальное количество, а мелкие каналы на самом участке, если они все же необходимы, следует делать временными, создавая их после обработки почвы.

При осушении избыточно влажной минеральной почвы в весенний период редкие глубские каналы мало эффективны, так как почва, оставаясь переувлажненной сверху, плохо пропускает воду вглубь и

Таблица 8.5

Разность температур и относительной влажности
(на высоте 2 м над землей) между оазисом и пустыней

Метеорологическая величина	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Температура, °C									
средняя месячная	-1,2	-0,6	-1,1	-2,2	-3,1	-2,8	-2,3	-1,7	-0,8
средняя в 13 ч	-0,3	-0,2	-0,7	-1,5	-2,0	-2,2	-1,9	-0,3	-0,3
средний минимум температуры	-0,9	-0,6	-0,2	-1,1	-1,2	-1,1	-0,8	-0,7	-0,5
Относительная влажность, %									
в 7 ч	11	4	7	16	22	23	21	19	10
в 13 ч	5	2	5	7	8	8	8	4	1
в 21 ч	3	3	7	16	21	23	13	16	1

Таблица 8.6

Разности температур и относительной влажности в большом оазисе
(на высоте 1,5 м над земной поверхностью)

Время суток, ч мин	Температура, °C	Относительная влажность, %	Время суток, ч мин	Температура, °C	Относительная влажность, %
0 30	2,4	19	12 30	3,7	21
4 30	1,6	19	14 30	3,8	22
6 30	2,2	26	16 30	4,3	28
8 30	2,9	25	18 30	5,6	36
10 30	3,5	22	20 30	4,3	32

далее в каналы. Здесь тоже следует дополнять их временными канавами, прокладываемыми в процессе обработки почвы и направленными в сторону магистральных каналов. Особая проблема возникает при осушении торфяных болот. Крупные поры торфяной залежи не в пример минеральной почве хорошо пропускает воду в горизонтальном направлении или в глубь почвы и очень плохо удерживают у поверхности (они имеют плохие капиллярные свойства). При опускании грунтовых вод ниже полуметра растения уже начинают страдать от недостатка влаги, а при более глубоком осушении растительность, например леса, начинает засыхать даже за пределами осушаемого

массива или осушаются болотные массивы за пределами намеченных (на 2 км и более). Поэтому при осушении низинных болот для сельскохозяйственных целей следует избегать избыточного повышения воды в каналах. Уровень грунтовых вод в массиве не должен падать ниже нескольких десятков сантиметров, в случае если это происходит в условиях засушливой погоды – организовать полив. При таком режиме осушенные для сельскохозяйственного использования участки болот имеют много общего с искусственно орошенными участками. Пересушивание верхнего слоя торфа плохо и потому, что такой торф нетеплопроводен. Будучи к тому же взрыхлен обработкой почвы, он перегревается днем, а ночью сильно охлаждается, создавая условия для формирования заморозка. В Сибири на осушенных болотах даже возникают мерзлые прослойки. Торфяную почву следует или держать постоянно влажной, или минерализовать, например, песком. Минерализация почвы является к тому же способом удобрения, поскольку торф беден минеральными солями.

Верховые болота особенно бедны минеральными веществами и их сельскохозяйственное использование (кроме как азотистого удобрения или для подстилки скоту) обычно неэффективно. Для некоторых способов добычи торфа на массивах болот практикуется их глубокое осушение. На осушенном массиве обычно гибнет растительность. Все же сказанное о влиянии на соседние территории остается в силе, и поэтому разработку торфа следует производить с некоторой осторожностью. Если глубокими каналами осушается низинное болото, то из-за притока влаги со стороны на нем может даже развиваться древесная и кустарниковая растительность. Но при этом в течение ряда лет влияние осушения на окружающие участки будет возрастать, а конечный результат будет зависеть от складывающихся условий водного и теплового балансов.

3.2.8

Создание водохранилищ

Пруды и водохранилища изменяют микроклимат на своем зеркале и побережьях аналогично маловодным озерам – несколько возрастают радиационный баланс (до 30 %) и испарение. Усиливается и ветер в среднем на 30 % по сравнению с ровным открытым местом на суше (и значительно больше при заполнении участков, где ветер у земной поверхности ослабляется защищенностью окружающими объектами). Усиление ветра зависит от времени суток и сезона, оно становится наибольшим, когда вода теплее воздуха и над водоемом в атмосфере увеличивается перемешивание. Рост скорости ветра может вовсе отсутствовать, когда водоем холоднее воздуха из-за малой тепловой

емкости мелких водоемов. В этом случае уменьшается лишь суточная амплитуда колебаний температуры и над крупными водохранилищами возникают бризовые ветры. Годовая амплитуда температуры в зоне достаточного увлажнения почти не изменяется. В середине лета и осенью на водоемах несколько теплее по сравнению с сушей, весной холоднее.

Пруды и водохранилища в зоне недостаточного увлажнения понижают температуру воздуха летом за счет большого испарения по сравнению с окружающей сухой территорией. В этом случае уменьшается и годовая амплитуда, соответственно изменяется и влажность воздуха. Наибольшие изменения получаются на подветренном берегу водоема. От побережья в глубь материка влияние водохранилища затухает примерно пропорционально логарифму расстояния от берега.

Как и на озерах и крупных реках, на водохранилищах возникают бризы. На Цимлянском водохранилище вертикальная мощность бризов при погоде, допускающей их образование, достигает нескольких сотен метров.

Разница температуры воздуха над сушей и температуры воды, которая определяет термическое влияние водоема, зависит не только от размеров и глубины водоема или сезона, но и от климата района, главным образом от степени его увлажнения. Приведем некоторые характеристики влияния водохранилища на метеорологический режим берега. Так, во влажных северных районах европейской части СССР в мае вода оказывается холоднее воздуха на 3°C , но уже в июле вода становится теплее воздуха. В Рыбинском водохранилище наибольшая разница температуры ($3,1^{\circ}\text{C}$) получается в сентябре. Заметное влияние небольших водохранилищ распространяется от берега по температуре на 5 км, а по влажности на 10 км, для крупных водохранилищ это влияние распространяется на большие расстояния. В большей части лесостепной и степной зон водохранилища еще холоднее воздуха, но разница температур невелика.

Водоохранилища аридной зоны остаются холоднее суши из-за большого испарения в течение всего лета. В июле вода водохранилища в районах Средней Азии еще заметно холоднее воздуха, а в Туркмении и Узбекистане даже в августе. С мая по июль водохранилища холоднее воздуха на 2°C и более. Их охлаждающее влияние можно проследить для крупных водохранилищ до 10–20 км. Из-за большого испарения водохранилища в аридной зоне очень сильно влияют на влажность

(разница в парциальном давлении водяного пара до 4 гПа и более), и этот эффект прослеживается до 50 км в глубь суши.

Есть некоторые различия метеорологического режима водохранилищ и озер. Если уровень водохранилища существенно меняется в течение года в связи с использованием воды, то также меняется и базис эрозии. Отсюда усиленное размывание берегов, обилие питательных веществ от затопленных и размывных почв, большие площади хорошо прогреваемых мелководий. Все это способствует развитию растительности, сине-зеленых водорослей, что несколько увеличивает альбедо. Приведем пример измерений температуры и влажности на берегах верхней части Куйбышевского водохранилища (лежащего на границе лесостепной зоны), по данным И. С. Борушко. Понижение температуры в прибрежной зоне водохранилища в мае в среднем за сутки для района Лайшева составляет 1,1 °C (в 13 ч – 2,1 °C, в 01 ч – –0,2 °C). Температура сравнивается с сушей в июле, наибольший прогрев – в ноябре – 0,7 °C (от 0,8 до 0,3 °C в течение суток). В среднем за год температура почти одинакова, берег холоднее суши на 0,05 °C (в дневные часы холоднее на 0,8 °C, а ночью теплее на 0,5 °C). В самом верховье водохранилища (Вязовые) преобладает нагрев (в среднем за год 0,07 °C, от – 0,3 до 0,4 °C в течение года). В дневные часы берег холоднее материка на 0,4 °C лишь в апреле и мае. Температура воды в водохранилище ниже температуры воздуха до июня (в мае на 2,6 °C), с июля она становится выше. Рыбинское водохранилище в теплое время года (в 13 ч) также холоднее суши (с апреля на 1 °C), с августа в среднем за сутки побережье становится теплее суши. Его влияние прослеживается в это время на расстояние до 70 км. Влияние водохранилища на влажность наибольшее летом в 13 ч (в Лайшеве парциальное давление водяного пара в июле равно 1,4 гПа, в среднем за сутки 0,3 гПа, на Рыбинском водохранилище в 13 ч в июле до 1 гПа).

Отмечено некоторое изменение температуры и влажности при пересечении ветровым потоком даже больших рек. Так, в низовьях Волги до строительства водохранилища при слабых восточных ветрах температура в жаркие сухие дни понижалась на 3 °C (в среднем около 1 °C), ночью наоборот повышалась на 1 °C и более. Изменение относительной влажности в дневные часы достигало 5 % (а на высоте 20 см и более). Естественно, что водохранилища должны оказать еще большее влияние на адвекцию, что может иметь значение для осенних заморозков, суховея и т. п.

8.2.9

Урбанизация и микроклимат города

Развитие городов, поселков, карьеров вызывает существенное изменение микроклимата, вне их совокупность городов густонаселенного промышленного района оказывает влияние на климат, а влияние на загрязнение атмосферы и природной среды прослеживается до многих сотен километров. Это вызывается четырьмя группами факторов:

1) прямыми выбросами тепла и изменением радиационного режима;

2) выбросами газов, твердых и жидких дымовых частиц, образующихся главным образом за счет работы промышленности, но также и коммуникационных учреждений, транспорта и т. п.;

3) изменением теплового баланса, главным образом за счет уменьшения испарения ввиду малой проницаемости для воды деятельной поверхности (твердые покрытия улиц, крыши домов и т. д.), способствующей более быстрому стоку воды, что частично может компенсироваться поливкой улиц или искусственным орошением растительности в городе в пустынных районах, в меньшей степени значительно большей теплопроводностью тех же покрытий, стен зданий, крыш и т. п.;

4) искусственно создаваемой за счет городской застройки пересеченностью местности при большей доле вертикальных поверхностей, отличающих города от естественного рельефа, что приводит, в частности, к взаимному затенению домов котловинными условиями карьеров на фоне равнинного рельефа, в меньшей степени городских площадей, стадионов и др. Нередки также случаи расположения городов в естественных котловинах в горных районах, где широкие долины и котловины являются наиболее удобными для градостроительства.

Все перечисленные факторы действуют в комплексе, хотя несколько неодинаково в разных условиях климата и погоды. Действие большинства упомянутых факторов неблагоприятно для природы и населения, однако их действие часто может быть существенно ослаблено специальной системой мероприятий. Количество тепла, выделяемое современными крупными промышленными городами и зонами, в настоящее время, по некоторым оценкам, может превышать естественный приток тепла от солнца. И если это не приводит к существенному перегреванию, то лишь из-за атмосферной циркуляции, систематически „смывающей” как тепловые, так и дымовые выбросы. Но понятно,

что при отсутствии ветра, низкой инверсии, ослабляющей вертикальный, да и горизонтальный обмен, различия города и карьера с окружающей территорией увеличиваются, иногда достигая опасных в экономическом аспекте размеров, вплоть до возникновения массовых смертных случаев.

Выбросы газов, пыли и других дисперсных составляющих дымов могут оказывать самое различное влияние. Многие из них непосредственно вредны для здоровья населения и растительности. Сернистые и азотные соединения, озон создают, кроме того, агрессивную среду для стен зданий, скульптур, природной среды. При выносе примесей в атмосферу на расстояния в сотни километров в результате так называемых „кислотных дождей“ они продолжают оказывать вредное действие на сооружения и природную среду. Таким путем промышленность США отрицательно влияет на растительность и водоемы Канады, промышленность ФРГ и Англии — на такие же объекты Скандинавии и т. п. Гигроскопичность некоторых примесей сказывается на конденсации как над городом, так и в его окрестностях.

Изменение теплового баланса также сказывается на температуре и влажности воздуха, их суточном и годовом ходе, скорости ветра и т. д. Наконец, пересеченность „рельефа“ города сказывается на направлении и скорости ветра на улицах и внутри городских районов, а, следовательно, тоже на температуре, местной циркуляции, особенностях обтекания города воздушным потоком, на облачности и даже на осадках.

Начнем с характеристики температуры. Поскольку метеорологические станции в городах обычно ставятся так, чтобы город оказывал на них наименьшее влияние, их показания, как правило, преуменьшают влияние города. Однако и по ним можно получить относительную картину хода этих различий в течение года, в суточном ходе и при различных условиях погоды. Годовые величины по крупным городам СССР завышены примерно на 0,8 °C и выше. В Милане, например, температура повышена на 1,3 °C, в Нью-Йорке — на 1,8 °C (в настоящее время больше). В городах Средней Азии, расположенных в оазисах с богатой орошаемой растительностью, эти изменения меньше, но распространяются вверх при слабых ветрах на несколько сотен метров, образуя так называемую тепловую шапку. Ее формирование естественно зависит не только от ветра, но и от вертикальной стратификации температуры, т. е. от времени суток, погоды и сезона.

Над Москвой различия в показаниях лучше выражены зимними днями, когда воздух над городом оказывается прогретым примерно на 4 °C по сравнению с окрестностями; ночью температурная стратифика-

ция над городом близка к изотермической при разности температур город – окрестность до 3 °С. Летом тепловая пленка менее выражена вследствие большего вертикального обмена, но зато распространяется на большую высоту (до 400 м).

Переходя к ветровому режиму, следует отметить, что большая шероховатость (пересеченность) городской территории в среднем снижает скорость ветра у земли и замедляет ее рост на малых высотах. Наоборот, на больших высотах, где происходит обтекание города воздушным потоком, скорость может даже возрасти по сравнению с открытым местом и увеличить порывистость. Очень сложно распределяется режим ветра у земли. На улицах, расположенных вдоль господствующих ветров, скорость ветра может быть значительной, на поперечных улицах – слабой. Ветровой поток стремится обтекать город по наиболее благоприятным для этого улицам и незастроенным участкам, переваливая через наиболее низкие части застройки. В тихую погоду теплой части года можно заметить различные формы местной циркуляции: между окраиной и центром города, между теневой и солнечной сторонами улиц, между застройкой и древесными насаждениями и т. п. Эти местные циркуляции имеют большое практическое значение, они усиливают вентиляцию внутри города и между окружающей территорией и внутренними помещениями. Поэтому древесные насаждения (озеленение) являются помимо их других положительных свойств одним из факторов, улучшающих условия жизни в городе, не говоря уже об уменьшении радиационных и ветровых контрастов.

Более противоречиво влияние города на элементы увлажнения, облачность, туманы, осадки.

Повышение температуры и понижение влажности затрудняют конденсацию, а увеличение вертикальных температурных градиентов, усиление вертикальных движений при обтекании города и гигроскопичность некоторых продуктов загрязнения (не говоря уже о росте числа ядер конденсации) облегчают процессы конденсации. В отношении облаков замечены случаи их формирования на участках загрязнения, но систематических наблюдений по сравнению количества облаков в городе вне его не имеется. Над городом, особенно летом, часто висит пыльная дымка на высоте около 1 км, обычно под инверсией. Она может заметно понижать количество солнечной радиации, приходящей к земной поверхности, а при прохождении облаков дыма, образованных источниками загрязнения, солнечная радиация может

уменьшаться на десятки процентов. Особенно сильно в городах ослабляется ультрафиолетовая радиация, что может сказываться на здоровье населения. При некоторых видах загрязнения дымка спускается до самой земли (например, в результате работы двигателей внутреннего сгорания), образуя „сухой туман” (при фотохимическом смоге). Что касается настоящих туманов, то имеется по крайней мере два случая, когда город увеличивает количество туманов:

1) при вторжении очень влажного воздуха с моря в зимнее время и охлаждении его над городом в условиях обилия гигроскопических частиц, сернистого газа и т. п. Таким путем образуются лондонские туманы (смог I рода, являющийся слабым раствором сернистой кислоты). Под влиянием окисления в условиях фотоэффекта при тумане в дальнейшем сернистая кислота превращается в серную;

2) при очень холодной безветренной ясной зиме с низкой сильной инверсией (например, в Якутии). В условиях очень холодного воздуха даже пар, образующийся при сжигании дров, может насветить подынверсионное пространство и создать устойчивый туман, постепенно распространяющийся за пределы города. В условиях умеренно холодной зимы (например, в Норвегии) в городе за счет работы автомобильного транспорта выбрасываются большие количества окислов азота. В результате фотохимического эффекта часть кислорода восстанавливается и превращается в озон (токсичный в больших концентрациях). Последний к тому же вступает в реакцию с другими загрязнениями и образует еще более токсические соединения (например, ПАН – пероксиацетилнитрат). В результате образуется смог II рода (фотохимический).

В больших концентрациях при низкой инверсии и тихой погоде оба вида смога могут приводить к тяжелым последствиям вплоть до массовых смертных случаев. Такие случаи бывали в Лондоне и некоторых американских городах (в частности, в Лос-Анджелесе). В более слабых концентрациях тенденция к образованию смога возникает во многих городах, особенно расположенных в котловинах, в антициклонических условиях и при наличии низкой инверсии, а также в промышленных карьерах, где работа двигателей внутреннего сгорания благоприятствует формированию фотохимического смога. При благоприятных для смога условиях погоды выбросы токсических веществ приходится ограничивать в административном порядке.

Как влияет город на осадки? Действующие факторы остаются теми же. Раньше считали, что над территорией городов (например, Москвы), осадки возрастают из-за потоков обтекания и усиления конвекции. Оказалось, однако, что наблюдаемые различия (до 15 %) связаны в

основном с влиянием ослабления скорости ветра. При более полном учете осадков дождемером, с исключением его недоучета для Москвы, остается увеличение в размере 1–2 %, т. е. фактически разница лежит в пределах ошибок. Однако сначала в Америке, а затем и в СССР было обнаружено увеличение осадков в подветренной стороне от города порядка 10 %, распространяющееся на десятки километров. Для Москвы эта величина, возможно, и меньше, так как город лежит к востоку от возвышенности, которая при господствующих ветрах с западной составляющей должна влиять на распределение осадков аналогичным образом. Это изменение осадков объясняется влиянием гигроскопичности загрязнений. Сходная закономерность обнаруживалась и в повторяемости града.

Есть попытка обнаружить это влияние по недельному ходу осадков с максимумом в воскресные дни (промышленный город Рочдейл в Англии). Действительно, в среднем за 10 лет в воскресенье там выпадает на 13 % осадков меньше, чем в рабочие дни (в соседнем городе, где промышленность развита слабо, только на 6 %). Причем, уменьшение осадков приходится на период суток с 7 до 18 ч (по данным трех лет), т. е. на рабочее время. Правда, несколько меньшая аномалия осадков возникает и в период с 21 по 24 ч, когда указанные причины, как будто, не должны действовать.

Довольно сложно взаимодействие с климатом характера жилищ, типа застройки и озеленения.

Охлаждение жилищ зимой связано с температурой наружного воздуха, но едва ли не большее влияние оказывает ветер (особенно при больших и плохо теплоизолированных окнах). Заметное влияние оказывает на температуру и освещение помещений при различной ориентации зданий относительно стран света, и тип окон.

В теплое время года температура и ориентация зданий также оказывают большое влияние на термический режим помещений. На улицах, расположенных вдоль господствующих ветров, усиливается ветер. Зимой во дворах и внутри района застройки образуются снежные заносы. На улицах, расположенных поперек господствующих ветров, наблюдается обратное явление – ослабление ветра и снеготаносы на улице.

Регулирование скорости ветра возможно с помощью древесных насаждений, которые не только ослабляют сильные ветры, но и увеличивают вентилируемость за счет местной циркуляции в тихую погоду,

помимо других их функций.

Для озеленения улиц наиболее подходящими являются породы деревьев с опадающей листвой (или хвоей) и малым количеством ветвей (тополь, например). Так как защищать здания от избытка солнечного света обычно целесообразно летом, а зимой солнечное освещение является благоприятным фактором (кроме помещений специального назначения: библиотек, архивов), поэтому большинство хвойных деревьев (особенно ель и пихта), имеющие густую, сохраняющуюся зимой крону, на которой еще осаждается много снега, излишне затеняют здание. Они хороши в садах и парках в удалении от зданий. Будучи весьма чувствительными к загрязнению воздуха, они могут являться там хорошим индикатором состояния городского воздуха. Кстати, сам тип садов и парков целесообразно делать различным для южных и северных городов. На севере важно уменьшать скорость ветра при минимальном воздействии на солнечную радиацию, чтобы улучшить тепловые условия. Значит, насаждения следует создавать либо редкие, либо из отдельных групп деревьев, обеспечивающих в случае необходимости летом и достаточное затенение, но защищающих от ветра и позволяющих использовать солнечное освещение при необходимости. На юге в основном следует бороться с перегревом — сады и парки должны быть густыми, тенистыми, а в сухих районах орошаемыми.

Окраску зданий, тип окон и крыш также целесообразно варьировать в зависимости от климатических условий и назначения зданий.

Слишком большая площадь остекления в большинстве случаев невыгодна в „аквариумах“, так как зимой холодно, а летом жарко. Высокие узкие окна, особенно в нишах или огражденные колоннами, уменьшают время освещения солнцем помещения. Это целесообразно для библиотек, архивов и других зданий, в которых прямой солнечный свет может портить оборудование и материалы и поэтому нежелателен. Наоборот, для жилой застройки целесообразны широкие низкие окна. При высоком стоянии солнца (летом в дневные часы) в такие окна солнечные лучи не проникнут глубоко в комнату, а при низкой высоте солнца прямая радиация будет длительное время проникать глубоко внутрь комнаты. Помещения, обращенные окнами на север, получают мало лучей солнца. В них целесообразно делать выступающие закрытые веранды („фонари“, эркеры), которые дадут возможность, хотя бы часть комнаты осветить солнечными лучами. Для помещений, обращенных на юг, в теплое время года, в жарком климате естественно стены либо окрашивать в светлые тона, либо покрывать вьющимися растениями (плющ, дикий виноград и т. п.). Следует также

иметь в виду, что в южных районах часто при южной ориентации стен помещения будут менее нагреваться, чем при некотором отклонении их к западу или востоку. В полдень солнце наиболее высоко и его лучи скользят вдоль стен и неглубоко проникают в здание через окна. Окна и стены, ориентированные на юго-восток и юго-запад, будут освещаться солнцем наиболее интенсивно поздним утром или в конце дня, когда высота солнца ниже. Его лучи падают на стены менее круто и глубоко проникают в окна. Все это следует иметь в виду при застройке, планируя, в случае необходимости, затенение стены в определенные часы суток соседними зданиями или деревьями.

Следует также отметить, что улицы, идущие вдоль меридиана, при любой высоте солнца всегда освещаются вблизи полудня (хотя могут оказаться в тени в другое время суток). Улицы, идущие с запада на восток, в зависимости от их ширины и высоты зданий могут при большой высоте солнца длительное время им освещаться (в частности, летом) и оказаться полностью в тени при низком стоянии Солнца (например, зимой). Это может создать неблагоприятные условия для жителей.

Уменьшить все эти недостатки можно правильным планированием типов и расположения зданий, их окраски, высоты и формы окон, избеганием планирования длинных прямых улиц вдоль господствующих ветров (сильных) и озеленением. Вентиляция в отдельных комнатах лучше, когда там не одно, а несколько окон. Все эти мероприятия нужно проводить с учетом реальных климатических условий города. Аналогичные вопросы возникают при устройстве крыш. В национальной жилищной архитектуре преобладают крутые крыши в дождливых районах. На такой крыше жидкие осадки (а частично и снег) не задерживаются и быстро стекают (или сдуваются ветром). В сухих районах преобладают плоские крыши. Стеkanie осадков здесь не очень актуально, а плоская крыша является как бы продолжением двора или террасы. Другое дело, когда у современных зданий в средней полосе делаются практически плоские крыши. Это замедляет сток дождевых вод и при малейшей неисправности может привести к протечкам.

Перейдем к методам решения наиболее острой проблемы для современных городов (и карьеров) – борьбе с промышленными загрязнениями. Эти методы можно подразделить на активные и пассивные. К первым принадлежат:

- 1) расположение загрязняющих объектов вне или в подветренной

части города;

2) создание высоких труб (до 250 м). Дым из таких труб не сразу доходит до земли и до этого времени рассеивается по большой площади, что уменьшает его концентрацию до безопасных размеров;

3) расположение промышленных предприятий, загрязняющих атмосферу, в подветренной части города, а еще лучше за пределами санитарно-охранной территории (желательно для более быстрого оседания примесей на расстоянии 30–150 км). К сожалению, даже при расположении предприятий на подветренной окраине города дым и загрязнения при некоторых направлениях ветра попадают в город, а, кроме того, при быстром росте современных городов предприятия „врастают в город”. Пассивные методы не уменьшают суммарное загрязнение, а лишь перераспределяют или рассеивают его по территории (частично за пределами города). Поэтому высокие трубы помогают, когда источники загрязнения немногочисленны и сконцентрированы на ограниченной территории. Если же источников много, как в городских промышленных агломерациях, то и после рассеивания примесей их концентрация может оказаться достаточно большой. Кроме того, в условиях приподнятых инверсий дым остается ниже уровня трубы и быстро достигает земли, не успевая рассеяться.

К активным методам принадлежит:

- 1) дымоулавливающие установки;
- 2) переход на менее токсичные виды топлива;
- 3) регулирование выбросов вредных веществ в зависимости от погоды по данным как наблюдений, так и расчетов;
- 4) переход на безотходную технологию с замкнутым циклом производства.

Дымоулавливатели в некоторых случаях работают достаточно надежно, уменьшая загрязнение во много раз. К тому же улавливание из дыма ряда веществ приводит к экономии сырья и росту рентабельности. В случае же, когда они не приносят доходов и лишь усложняют работу и увеличивают расходы, хозяйственники идут на них довольно неохотно.

Переход на экономически менее вредные или вовсе безвредные виды топлива перспективен. В Лондоне после запрещения использования высокосернистых сортов топлива практически исчезли смог. В Москве с переводом промышленных предприятий и коммунально-бытовых потребителей на природный газ выброс летучей золы уменьшился на 46,5 % и сернистого газа – на 33 %. В других промышленных городах этот эффект оказывается еще более значительным. Регулирование выбросов при такой погоде и низкой инверсии – необходимое

мероприятие, чтобы предохранить от вредного влияния снегов жителей городов и работников карьеров. Для определения опасных концентраций используют как непосредственные наблюдения, так и теоретические расчеты, неплохо оправдывающиеся в равнинной местности. Ограничение может касаться движения машин или работы предприятий (в исключительных случаях при возникновении якутских туманов и отопления).

Переход на безотходную технологию производства самый радикальный, и ему принадлежит большое будущее. Но разрабатывать принципы ее для отдельных отраслей непросто. На практике в настоящее время необходимо комплексировать все виды защиты от загрязнения упомянутых выше, позволяющих уменьшить агрессивность городских загрязнений для населения и зданий до безопасных пределов, предусмотренных инструкциями по предельно допустимым концентрациям (ПДК), которые в СССР жестче, чем в капиталистических странах.

8.2.10

Изменение состава атмосферы. Аэрозоли, углекислота, малые примеси

Изменение состава атмосферы на современном и предполагаемом в ближайшие 70 лет уровне развития промышленности является наиболее мощным фактором глобального изменения климата. Наиболее полно он изучен для углекислоты, влияние концентрации которой на климат многократно рассчитывалось по моделям, палеоклиматическим аналогиям и даже эмпирическим данным об изменениях современного климата. Меньше материала по влиянию других малых примесей. Относительно сложным оказывается вопрос о влиянии антропогенного аэрозоля на климат.

Влияние концентрации углекислоты на температуру определяется в основном следующими ее свойствами: перехватом длинноволнового излучения, идущего с Земли, и уменьшением эффективного излучения у земной поверхности. При этом предельные температуры возрастают, а температура более высоких слоев атмосферы убывает за счет больших потерь на излучение. Этот эффект усиливается двумя обстоятельствами:

- 1) возрастанием количества водяного пара в атмосфере при потеплениях, также перекрывающего длинноволновую радиацию;
- 2) отступанием полярных льдов при потеплениях, что уменьшает альбедо Земли в относительно высоких широтах.

Для оценки же влияния концентрации углекислоты на климат будущего нужно учесть перспективы баланса ее прихода и расхода в атмосфере и в соответствии с меняющейся концентрацией рассчитывать температурный эффект. Изменение температуры неодинаково по широтам, что сказывается на атмосферной циркуляции и тем самым на осадках.

За счет промышленных выбросов по сравнению с доиндустриальной эпохой (до середины прошлого века) считается, что количество углекислоты в атмосфере возросло примерно на 10 %. Это составляет примерно 50 % содержания ее в топливе, вторая половина поглощается Мировым океаном. Поглощение углекислоты растениями сравнительно невелико, и с отмиранием растений она довольно быстро возвращается в атмосферу, задерживаясь лишь в торфе и в какой-то мере в древесине.

Поскольку в настоящее время вырубка лесов (особенно тропических) преобладает над их возобновлением, то вырубка лесов также является источником накопления углекислоты в атмосфере, хотя и второстепенным.

Сложнее роль океана. Океан в среднем поглощает углекислоту, где она идет на образование осаждающихся карбонатов. По расчетам, океан поглощает примерно половину углекислоты, выбрасываемой промышленностью. В то же время при определенных условиях, например при нагревании воды, океан может и отдавать углекислоту в атмосферу. Каковы же закономерности развития кругооборота углерода в атмосфере?

В настоящее время количество углекислоты, поступающее в атмосферу и остающееся в ней, прогрессивно возрастает (рис. 8.12). И пока человечество не перейдет к использованию других видов энергии и промышленное развитие будет продолжаться, этот процесс будет развиваться. Использование таких видов энергии, как солнечная радиация, энергия ветра, морских приливов и т. д., по своему суммарному эффекту могло бы многократно обеспечить энергетические потребности человечества. Однако рассеянность солнечной радиации, нерегулярность ветровой и локальность возможности использования энергии морских приливов не позволяют пока получать установки большой мощности. И хотя потребление этих видов энергии будет расти, их использование останется второстепенным и вспомогательным. Энергия падения рек довольно эффективно используется и сейчас, но водноэнергетические ресурсы ограничены, как и возможности использования тепла земных недр. Ожидается, что восстанавливаемые виды энергии в дальнейшем смогут покрыть до 10 % необходи-

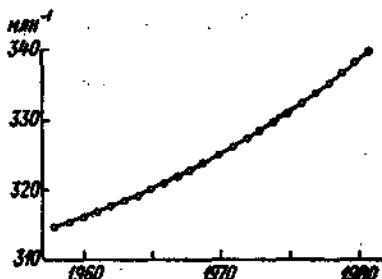


Рис. 8.12. Современные изменения концентрации углекислого газа.

мого ее количества. В то же время некоторые виды углеродного топлива (нефть, природный газ) будут довольно быстро истощаться и их стоимость возрастать, так что в недалеком будущем они будут использоваться в основном как химическое сырье.

Значительно большие запасы каменного угля, которых еще может хватить на 1000–1500 лет. Однако быстрое увеличение сжигания угля приводит к большому загрязнению природной среды, а более экологически приемлемые способы его использования все еще находятся в стадии разработки. Поэтому серьезным конкурентом углеродного топлива становится лишь атомная энергия. Однако ресурсы атомного сырья для работы установок, основанных на принципах атомного распада урана и некоторых других веществ, тоже ограничены и длительно обеспечивать человечество энергией не могут. Практически неограниченное количество энергии мог бы дать термоядерный синтез (превращение водорода в гелий и др.). Однако физики еще только подходят к созданию установок, способных непрерывно выделять энергию за счет этого процесса. Вопрос, когда будут созданы реальные установки, дающие практически значимые количества энергии, какова будет ее стоимость и как быстро они смогут быть внедрены в практику, является пока областью вероятных предположений — полагают, что эта задача будет практически решена еще в этом столетии.

Дальше надо рассчитать, как быстро будет расти энергопотребление и какую долю в нем будет составлять атомная и термоядерная энергия. Подобные расчеты производились американскими и советскими учеными. Они в общем дали сходные результаты, хотя исходили из разных принципов. В Америке ученые исходили из перспективы

довольно длительного периода преобладания использования углеродного топлива, а также использования возобновляемых энергетических ресурсов, но несколько ограничивали темп его роста, предполагая, что развивающиеся страны не станут увеличивать энергопотребление выше современного уровня индустриально развитых стран. Советские ученые не принимали этого ограничения, но зато более оптимистично оценивали перспективу освоения практикой атомных и термоядерных установок. В результате в среднем можно принять скорость возрастания промышленных выбросов CO_2 в атмосферу в Гт/год по углероду следующей:

Год	1975	2000	2025	2050
Скорость Гт/год.	5	10	17	20

Следует учесть, что по мере увеличения выбросов CO_2 регулирующая роль океана будет уменьшаться. В верхнем слое до термоклина концентрация углекислоты быстро приблизится к насыщению, а обмен с нижележащими слоями океана пойдет медленнее, чем в верхнем слое, что будет ограничивать поглощение углекислоты океаном. В результате выбросы углекислоты в атмосферу будут расти в среднем (по отношению к современному) в следующее число раз:

Год.	2000	2025	2050
Увеличение выброса относительно			
1975 г.	1,04–1,12	1,12–1,36	1,16–1,68
доиндустриального периода	1,28–1,36	1,36–1,68	1,43–2,06

Хотя при различных предположениях ожидаемый рост концентрации углекислоты различается довольно сильно, все же значительный рост ее неизбежен и, по самым скромным подсчетам, к середине будущего столетия ее уровень превысит современный в 1,5–2,0 раза.

Как это должно сказаться на климате? Различные модели дают изменение температуры глобальной от 1,7 до 3,5 °C при удвоении концентрации углекислоты (Манабе, Везеролд). На советско-американском совещании 1982 г. эта величина принята от 2 до 3 °C (близкое к модели Манабе и Везеролда 1980–1981 гг.). Как меньшие, так и большие величины получаются при нереалистических условиях. Так, фиксация температуры поверхности океана в Полярном бассейне уменьшает этот эффект до 0,2–0,3 °C. Полученная величина указывает на основную роль в потеплении климата при возрастании углекислоты отступление полярных льдов. Преувеличенный эффект в модели Хансена и др. (1984) 3,9 °C получился при неучете сезонного хода инсоляции. Совещание 1981 г. округлило и сузило эти пределы от 2 до 3 °C, как наиболее вероятные. На эти пределы будем ориентироваться и мы.

Тогда изменение температуры северного полушария под влиянием роста концентрации углекислоты по сравнению с 1975 г. с учетом возможных различий в темпах ее накопления в атмосфере составит:

Год.....	2006	2025	2050
Изменение температуры, °С.....	0,2–0,9	0,6–2,1	1,2–3,9

На совещании 1982 г. это изменение на 2050 г. в среднем принято равным 2,5 °С.

Поскольку основная часть влияния связана с уменьшением альбедо Земли за счет сокращения снежного периода и отступления полярных льдов, изменения температуры существенно возрастают с широтой и зимой оказываются намного больше, чем летом. Так, для года, по наиболее надежным моделям Манабе и др. и по палеоклиматическим данным (используя как аналог оптимум паноцена), при изменении температуры северного полушария на 3 °С получится распределение температуры по широтам, представленное в табл. 8.7.

Из таблицы видно, что теоретические расчеты довольно хорошо увязываются с палеоклиматическими данными, особенно для средних широт. В высоких широтах модели дают меньшее потепление, что понятно, если учесть, что в моделях не учтено влияние морских течений. Для южной части СССР потепление примерно соответствует среднему глобальному, для широты Москвы в 1,5 раза больше, для широты Мурманска в 2 раза больше. В январе потепление в высоких широтах получается в 2–4 раза больше, чем в июле. При незначительном сезонном ходе оно, по-видимому, мало. Возрастание концентрации других малых примесей действует в основном в том же направлении. И. Л. Кароль, принимая изменение температуры под влиянием увеличения концентрации CO_2 в соответствии с выводами советско-

Таблица 8.7

Изменение средней широтной температуры приземного
слоя воздуха (°С) при повышении средней для северного полушария
температуры на 3 °С

Источник	Широта, ... °С									
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	
Модель общей циркуляции	1,7	2,0	2,5	3,1	3,8	4,3	5,2	6,8	7,6	
Палеоклиматические данные	1,2	1,4	1,6	2,4	4,0	4,6	6,8	7,9	9,5	

американского совещания, но учитывая помимо этого 20-кратное возрастание концентрации фреонов в атмосфере, понижение содержания озона в верхней атмосфере в 2 раза при удвоении его концентрации в тропосфере, получил суммарное повышение глобальной температуры к середине будущего столетия на $4,1^{\circ}\text{C}$.

Намного сложнее учет влияния атмосферного аэрозоля. Его действие зависит не только от концентрации, цветовых свойств, распределения по высотам, но и от размеров составляющих его частиц. Так, по модели С. С. Хмелевцова и др., стратосферный аэрозоль, составленный из капелек серной кислоты, может создавать помутнение не только после вулканических извержений, но и в результате антропогенных влияний. Он вызывает похолодание у земли в диапазонах радиуса частиц $0,05\text{--}1,3\text{ мкм}$ до $-0,6^{\circ}\text{C}$, а вне этих размеров вызывает небольшое потепление (до $0,1^{\circ}\text{C}$). В то же время можно показать, что антропогенный аэрозоль при том же ослаблении солнечной радиации, что и при извержении вулканов, вызывает изменение температуры в 2 раза меньше вулканического. Таким образом, для правильной количественной оценки роста количества антропогенного аэрозоля на климат необходимы еще исследования.

Н. А. Ефимовой исследовано воздействие на глобальный климат вырубки лесов, о которой упоминалось в начале раздела. Известно, что лесная растительность имеет больший радиационный баланс, чем травянистая или чем голая почва, в основном за счет меньшего альбедо. Это должно повышать глобальную температуру (правда, при этом часть тепла идет на возрастание испарения). В то же время при вырубке лесов древесина со временем сжигается или гниет, что освобождает содержащийся в ней углерод и увеличивает концентрацию углекислоты в атмосфере. В обоих случаях следует учитывать долю площади земного шара, на которой росли в прошлом или произрастают сейчас леса, и учитывать темп ее обезлесения.

Далее с учетом облачности и рэлеевского рассеяния необходимо перейти от альбедо земной поверхности к альбедо Земли как планеты, оценить возрастание поглощения радиации Землей под влиянием лесных массивов и сравнить его с изменением эффективного излучения за счет возрастания углекислоты под влиянием уничтожения лесов. Все это можно представить в виде табл. 8.8. Рассмотрим распределение лесов по климатическим зонам в современную эпоху и на потенциально возможной площади их произрастания.

Учитывая, что при вырубке лесов меняется альбедо и что при изменении альбедо системы Земля – атмосфера на 1 % глобальная температура на 2°C , сведение лесов могло бы понизить температуру на

Таблица 8.8

Климатическая зона суши	Процент площади лесов от потенциально возможной для зоны	Процент площади лесов от потенциально возможной для всей суши	Разница альбедо леса и безлесных территорий, %	Изменение альбедо донгальной поверхности при вырубке лесов для широтных зон в % от площади земного шара	Изменение альбедо системы земля-атмосфера для широтных зон земного шара в % от площади земного шара
Умеренно холодная	69	24	7,1-9,3		
Умеренно теплая	62	6,1	6,1-7,1	0,020	0,07
Субтропическая	42	15,7	3-4		
Тропическая сезонно влажная	68	5,7	4	0,30	0,13
Тропическая влажная		32	8		
Вся площадь лесов	64	64	7,8	0,30	0,20

0,4 °C (а с учетом ранее вырубленных лесов – на 0,56 °C).

Однако при освобождении углерода древесной растительностью (за вычетом поглощения сменившей ее травянистой растительностью) должно освобождаться $0,94 \cdot 10^{12}$ т углекислого газа. Учитывая, что основные вырубки были произведены за последнее столетие, часть древесины еще не разложилась и выделилась в атмосферу лишь $0,78 \times 10^{12}$ т CO_2 , половина которого поглотилась Мировым океаном, осталось $0,39 \cdot 10^{12}$ т, что составляет 17 % ныне содержащейся в атмосфере углекислоты. Принимая во внимание, что удвоение концентрации CO_2 в атмосфере повышает температуру у земли на 3 °C, дополнительное количество CO_2 , которое могло бы выделиться при разложении древесины, повысило бы ее на 0,7 °C, что с избытком компенсирует понижение температуры, вызываемое ростом альбедо. Аналогичный расчет в случае уничтожения всех существующих лесов показывает, что это повысило бы температуру на 1,5 °C, или за вычетом влияния увеличения альбедо – на 1,1 °C.

Облесение, как говорилось выше, влияет и на количество осадков. В теплое время года, когда наблюдения за осадками достаточно надежны, количество осадков, выпадающих на облесенные участки,

возрастает (с исключением ошибки дождемера), по данным Л. П. Кузнецовой, на каждые 10 % облесенности на 1,5 %. В подветренной же части массива из-за влияния шероховатости осадки на такую же величину убывают. Поэтому, располагая леса определенным образом вдоль господствующих ветров в глубине материка, можно несколько перераспределить количество осадков, а в относительно сухих районах, где вне леса осадки могли бы не выпасть вовсе, и несколько их увеличить. На островных лесах Воронежской области такую тенденцию можно обнаружить. Поэтому вырубка лесов является хотя и второстепенным фактором изменения климата, все же вносит небольшой вклад в рост глобальной температуры и в детали распределения осадков на континентах.

Сказанное показывает, что нас ждет быстрое потепление климата, имеющее серьезные экономические последствия. Биосфера в общем приспосабливается к постепенным естественным изменениям климата, но и то для нее создается ущерб при быстрых его колебаниях (от гибели лесов на их климатической границе до вымирания отдельных видов растений и животных).

Антропогенное потепление как весьма быстрое может привести к еще более серьезным последствиям, избежать или хотя бы сгладить которые возможно лишь на основании очень крупных мероприятий. Проведение последних может быть осуществлено только на основе международного сотрудничества. Не следует при этом пренебрегать естественными колебаниями климата, которые, пока сохраняются полярные льды, все же меняют температуры в средних широтах до ± 1 °C и более. Само потепление будет несколько тормозиться (примерно на десятилетие) инерцией Мирового океана. И, наконец, связь хода температуры с естественными колебаниями углекислоты во вторую половину голоцена была весьма слабая. Правда, это могло получиться из-за неточности самой информации по колебаниям содержания CO_2 за последние тысячелетия, о которых судят по составу воздуха в пузырьках льда покровных ледников Арктики и Антарктиды.

Таким образом, для обоснования прогноза темпа изменения климата с участием антропогенных факторов предстоит еще большая работа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн В. С. Курс климатологии. Ч. 1 и 2. — Л.: Гидрометеонадат, 1952.
- Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. — М.: Изд-во МГУ, 1974.
- Антропогенные изменения климата /Под ред. М. И. Будыко, Ю. А. Израэля. — Л.: Гидрометеонадат, 1987.
- Атлас океанов. Т. 1 и 2. — М.: Изд. МО СССР, ВМФ, 1974 и 1977.
- Атлас теплового баланса земного шара /Под ред. М. И. Будыко. — М.: Изд. Междунауд. геофиз. комитета, 1963.
- Атмосферный озон и изменения глобального климата /Э. Л. Александров, И. Л. Кароль, Л. Р. Ракипова и др. — Л.: Гидрометеонадат, 1982.
- Багдасарян А. Б. О климатологических проблемах горных территорий СССР //Комплексное географическое изучение и освоение горных территорий. — Л., 1988.
- Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Глобальное распределение общего количества облаков. — Л.: Гидрометеонадат, 1980.
- Борисенков Е. П. Климат и его изменения. — М.: Знание, 1976.
- Борисенко М. М. Распределение ветра в нижнем 200-метровом слое атмосферы над городом. — Л.: Гидрометеонадат, 1977. — (Труды ИГО. Вып. 368).
- Будыко М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеонадат, 1971.
- Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеонадат, 1980.
- Бурман Э. А. Местные ветры. — Л.: Гидрометеонадат, 1969.
- Бучинский И. Е. Засухи и сушовеи. — Л.: Гидрометеонадат, 1976.
- Бялко А. В. Наша планета Земля. — М.: Наука, 1983.
- Влияние увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат. Мат-лы советско-американского совещания по изучению влияния увеличения количества углекислого газа в атмосфере на климат. Ленинград, 15—20 июня 1981 г. — Л.: Гидрометеонадат, 1982.
- Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России /Избр. соч. — М.: Изд-во АН СССР. — Т. 1. 1948.
- Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеонадат, 1981.
- Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов и предгорий Тянь-Шаня. — Л.: Гидрометеонадат, 1963.
- Динамика климата /Под ред. С. Манабе. Пер. с англ. Сб. статей. — Л.: Гидрометеонадат, 1988.
- Дорониин Ю. П. Взаимодействие атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеонадат, 1981.
- Дрейк Ч. и др. Океан сам по себе и для нас. — М.: Прогресс, 1982.
- Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. — Л.: Гидрометеонадат, 1963.
- Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения. — Л.: Гидрометеонадат, 1980.
- Занина А. А. Климат СССР. Вып. 2. Кавказ. — Л.: Гидрометеонадат, 1960.
- Занина А. А. Климат СССР. Вып. 6. Дальний Восток. — Л.: Гидрометеонадат, 1968.
- Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. — Л.: Гидрометеонадат, 1986.
- Зубенко Л. И. Испарение на континентах. — Л.: Гидрометеонадат, 1976.
- Кац А. Л. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. — Л.: Гидрометеонадат, 1968.

Климаты Африки /Под ред. А. Н. Лебедева, О. Г. Сорочан. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1967.

Климаты зарубежной Азии /Под ред. А. Н. Лебедева, И. Д. Копанева. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1975.

Климат полярных районов /Под ред. Б. П. Борисенкова. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1973.

Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1978.

Кондратьев К. Я., Биненко В. И. Влияние облачности на радиацию и климат. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1984.

Кондратьев К. Я., Пивоварова З. Н., Федорова М. И. Радиационный режим наклонных поверхностей. — Л.: Гидрометеонаиздат.

Копанев И. Д. Климатические аспекты изучения снежного покрова. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1982.

Кошельков Ю. П. Циркуляция и строение стратосферы и мезосферы южного полушария. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1986.

Кружкова Т. С., Крыжановская А. П. Внутритропическая зона конвергенции и основные траектории циклонов в тропической зоне //Труды Гидрометцентра СССР. — 1971. Вып. 87.

Кузнецова Л. П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР. — М.: Наука, 1983.

Ку-Нан Лиоу. Основы радиационных процессов в атмосфере. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1984.

Лебедев А. Н. Климат СССР. Вып. 1. Европейская территория Советского Союза. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1958.

Лебедев А. Н. Характерные особенности климата Западной Европы //Труды ГГО. — 1980. — Вып. 44.

Логвинов К. Т. Метеорологические параметры стратосферы. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1970.

Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы /Пер. с англ. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1970.

Марчук Г. И. Физика атмосферы и океана и проблемы прогноза погоды //Метеорология и гидрология. — 1976. — № 18.

Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1984.

Маховер З. М. Климатология тропосферы. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1983.

Метеорологический режим зарубежной Арктики. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1971.

Метеорология южного полушария /Под ред. Ч. У. Ньютона. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1976.

Микроклимат СССР /Под ред. И. А. Гольцберг. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1967.

Микроклимат холмистого рельефа и его влияние на сельскохозяйственные культуры /Под ред. И. А. Гольцберг. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1962.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Атлас мирового водного баланса. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1974.

Мировой океан /Под ред. А. Д. Добровольского //Вопросы географии. — М.: Мысль, 1970.

Монин А. С. Вращение Земли и климат. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1972.

Монин А. С. Введение в теорию климата. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1982.

Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. — Л.: Гидрометеонаиздат, 1979.

Мячкова Н. А. Климат СССР. — М.: Изд-во МГУ, 1983.

Наровлянский Г. Я., Каулина М. Е., Кобышева Н. В. Климатология.

Список литературы

Ч. 2. Условия формирования и характеристика климатов земного шара. — Л.: Изд-во ЛВКА, 1971.

Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеозидат, 1979.

Орлова В. В. Климат СССР. Вып. 4. Западная Сибирь. — Л.: Гидрометеозидат, 1962.

Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии /Под ред. А. Д. Джураева, С. Г. Чангышевой, О. И. Субботиной. — Л.: Гидрометеозидат, 1977.

Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе. /Под ред. Г. Г. Сваидзе, Я. А. Цуцкиридзе. — Л.: Гидрометеозидат, 1980.

Опасные явления погоды в Казахстане /Под ред. Л. П. Тулиной. — М.: Гидрометеозидат, 1978.

Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала. Ч. 1 /Под ред. С. Д. Кошинского. — Л.: Гидрометеозидат, 1979.

Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы /Пер. с англ. — Л.: Гидрометеозидат, 1973.

Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. — Л.: Гидрометеозидат, 1972.

Ракипова Л. Р., Ефимова Л. К. Динамика верхних слоев атмосферы. — Л.: Гидрометеозидат, 1975.

Рамедж К. Метеорология муссонов. — Л.: Гидрометеозидат, 1976.

Риль Г. Климат и погода в тропиках. — Л.: Гидрометеозидат, 1984.

Ролл Г. У. Физика атмосферных процессов над морем. — Л.: Гидрометеозидат, 1968.

Романова Е. Н. Микроклиматическая изменчивость основных элементов климата. — Л.: Гидрометеозидат, 1977.

Романова Е. Н., Мосолова Г. И., Береснева И. А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. — Л.: Гидрометеозидат, 1983.

Рубинштейн Е. С. Средние широты температуры воздуха на земном шаре и их связь с изменением климата //Труды ГГО. — 1970. — Вып. 269.

Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. — Л.: Гидрометеозидат, 1950.

Синицина Н. И., Гольцберг Н. А., Струнников Э. А. Агроклиматология. — Л.: Гидрометеозидат, 1973.

Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве /Под ред. Г. Д. Рихтера. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Тараканов Г. Г. Тропическая метеорология. — Л.: Гидрометеозидат, 1980.

Тепловой баланс Земли /М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Н. А. Ефимова и др. — Л.: Гидрометеозидат, 1978.

Тронов М. В. Ледники и климат. — Л.: Гидрометеозидат, 1966.

Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. — М.: Географиз, 1963.

Фалькович А. И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. — Л.: Гидрометеозидат, 1979.

Физика атмосферы и проблемы климата [Сб. статей]. — М.: Наука, 1980.

Физическая и динамическая климатология: Труды симпозиума по физической и динамической климатологии. — Л.: Гидрометеозидат, 1974.

Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. — Л.: Гидрометеозидат, 1968.

- Хргиан А. Х. Физика атмосферы. — 2-е изд. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — Т. 1 и 2.
- Хромов С. П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1956.
- Челпанова О. М. Климат СССР. Вып. 3. Средняя Азия. — Л.: Гидрометеониздат, 1963.
- Шалаев В. М. Климатология. Взаимодействие океана с атмосферой и формирование климата. — Л.: Изд-во ЛГМИ, 1974.
- Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР. — Л.: Гидрометеониздат, 1976.
- Шулейкин В. В. Физика моря. — 4-е изд. — М.: Наука, 1968.
- Шульгин А. М. Температурный режим почвы. — Л.: Гидрометеониздат, 1957.
- Щербакowa Б. Я. Климат СССР. Вып. 5. Восточная Сибирь. — Л.: Гидрометеониздат, 1961.
- Щукина О. Е. О климатических факторах формирования ландшафтной поясности в горных странах. — Изд-во ВГО, 1960.
- Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. — Л.: Гидрометеониздат, 1985.

ПРИМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Альbedo поверхностей 204—206

водных 206—208
естественных 206
льда 206, 208

Аномалии

атмосферной циркуляции 352, 353
осадков 352
температуры воздуха 352
температуры поверхности океана 353

Антипассат 318

Антициклон 302, 305, 309
— субтропический 314, 315

Антициклоническая деятельность 306

Антропогенное потепление 557

Апвеллинг 343

Атмосфера 181

Аэрозоль 550

Базовые характеристики 104

Безморозный период 115

Биосфера 183

Вертикальный профиль ветра 475

Влагооборот 379, 380, 394, 396

Влагосодержание атмосферы 388, 390, 393

Водный баланс 379, 395

Воздействия на климат 525

— непреднамеренные 524

Возмущение зонального потока 285

Восточный поток 296

Выбросы

амплитуда 87
мощность 86
продолжительность 86, 88
случайной функции 84
среднее число 85, 86

Вырубка лесов 555

Высота снежного покрова 128, 129

Генеральная совокупность 45

Геохронология 493

Гидросфера 181

Гистограмма распределения 48, 49

Годичные кольца 495

Годовой ход

влажности (относительной) 368, 369
давления водяного пара 369
облачности 43
радиационного баланса 239

Голоцен 520

Гольфстрим 315, 352

Городская застройка 115

Градиент геопотенциала 270, 274

— давления 266, 270

Даты

крайние 115
образования снежного покрова 130
первого мороза 115
последнего мороза 115
появления снежного покрова 130
разрушения снежного покрова 130
средние 115
схода снежного покрова 130

Движения в атмосфере

вихревые 265
волновые 265

Деятельная поверхность 457

Дисперсия 55

Длинные волны 196, 294, 296

Доверительный интервал 57, 59—61

Закон распределения

биномиальный 75
Вейбулла 120, 121
Гумбеля 78, 79
логарифмический нормальный 70, 71
нормальный 67, 68
обобщенный нормальный (Грама —
Шарлье) 69
Пирсона 72—74
Пуассона 75

Земорожки 525

Западный перенос 266, 275

Засуха 377, 378

Запас воды в снеге 129

Зона конвергенции 320

внешняя 323

внутренняя 323

внутритропическая (ВЗК) 320

Зональная циркуляция 270, 273, 274

Изаномали 253

Изменчивость климата 140, 141

— погоды 140

Излучение атмосферы 209

— земной поверхности 209

Изморозь зернистая 134

— кристаллическая 134

Инсоляция 196—200

Испарение 379, 380

Испаряемость 377

Квантиль распределения 52

Классификация климатов

Б. П. Алисова 436—439

Л. С. Берга 419—421

М. И. Будыко и А. А. Григорьева 443, 444

П. И. Броумова 435
 В. Р. Волобуева 444
 А. И. Воейкова 422
 А. А. Григорьева 447
 Гризебаха 414
 В. В. Докучаева 423, 425—429
 Н. Н. Иванова 434
 А. А. Каминского 412
 В. Кёппена 413—416
 П. И. Колосова 435
 Г. Т. Селянинова 413, 430—433
 Торнгейта 413
Климат 6
 „вечной весны“ 359
 глобальный 8
 „локальный“ 8
Климатическая карта 177—180
 изогнет 178
 изолиний 177
Климатическая система (интранзитивная) 182—186
Климатические показатели 29, 44, 50, 52
Климатологический ряд 27, 33
Климатологический фронт 314—317
 арктический 315
 полярный 315
Климатообразующие факторы 186
 астрономические 186, 187
 внешние 186
 внутренние 186
 геофизические 187
Комплекс метеорологических величин 138
Концентрация углекислоты 192
Кора материковая 192
Коэффициент
 асимметрии 51—53
 вариацнн 53
 „ветровой“ 126
 корреляции 55
 порывистости 122
 турбулентности 101
 экспесса 54
Криосфера 182
Критерий Колмогорова 40
 — Пирсона 75
Льтосфера 183
Масштаб карты 177
Медиана 52
Мезоклимат 457
Мелиорация климата 542
Мера ошибки 171, 172
Меридиональная составляющая ветра 282, 284

Местные ветры
 бриз 120
 горно-долинные 485
Метод
 кратчайшей связывающей цепи 175
 моментов 67
 отношений 37
 полигонов 168
 разностей 37
 треугольников 168
Микроклимат 457, 458
Микроклиматическая изменчивость 459, 460
Мода 52
Модель Манабе и Везеролла 503
Моменты распределения 50
 начальные 50—52
 центральные 50—52
Морские течения
 барограднентные 342
 ветровые 342
 временные 342
 глубинные 341
 дрейфовые 342
 кольцеобразные (ринги) 344
 криволинейные 342
 мандрирующие 342
 периодические 342
 плотностные 341, 342
 поверхностные 343, 345
 подповерхностные 343
 постоянные 342
 придонные 343
 прямолнейные 342
 стоковые 342
 теплые 342, 345
 холодные 342, 345
 экваториальные 345
Мульчирование почвы 526
Муссон 335—340
Несмещенность оценки 46
Область предвосхождения 361
Общая циркуляция атмосферы 263—265
Однородность ряда 33, 34
Орографические влияния 355
 крупномасштабные 355
 локальные 355
 мезомасштабные 355
Орошение 536
 „Остров тепла“ 108
Осушение 536—538

- Палеоклиматические данные 502
- Параметр шероховатости 462, 475
- Пассат 323, 324
- Пассатная инверсия 326–328
- Период повторяемости 77, 78
- Период прецессии 190
- Плотность снежного покрова 129
- Повторяемость двумерная 138
- Полос холода 246
- Поправка на смачивание 126
- на испарение 126
- Поток тепла
 - скрытого 241
 - явного 241
- Правило 3 σ 114
- Прецессия земной оси 190
- Приток тепла 238
- Процесс марковский 82
 - стационарный 91, 98
 - эргодический 91, 98
- Радационный баланс 218
 - океана 210
 - системы Земля – атмосфера 239, 240
 - суши 211
- Распределение материков и океанов 256, 257
- Синоптический архив 32
- Смерч 264
- Солнечная активность 508, 509
- Солнечная радиация 201–203
 - прямая 202
 - рассеянная 202
 - суммарная 202, 203
- Солнца светимость 186
- склонение 196
- ультрафиолетовое излучение 201
- Состоятельность оценки 46
- Сплайн-полином 107, 108
- Спутниковая информация 44
- Среднее абсолютное отклонение 53
- Среднее квадратическое отклонение 51, 54
- Статистические оценки 46
- Статистическое моделирование 87
- Струйное течение 299
 - субтропическое 299–301
 - умеренных широт 299
 - экваториальное 299
- Ступенчатый тренд 40
- Теория Миланковича 500
- Теплообмен 213
 - биологический 213
 - в океане 225
 - в почве 222–224
 - конвективный 226
 - турбулентный 226
- Тепловой баланс
 - подстилающей поверхности 213
 - системы Земля – атмосфера 237–241
- Углекислота 503, 512, 513
- Уравнение теплового баланса 213
- Фанерозой 511
- Функциональные сетчатки 104
- Функция
 - автокорреляционная 93, 94
 - взаимо корреляционная 94–97
 - когерентная 100, 101
 - распределения 48
 - спектральная 100
 - эмпирическая 45, 48
- Центры действия атмосферы 306
- Циклон 302–305, 308, 309
 - тропический 330–332
- Циклоническая деятельность 302–306
- Циркумполярный вихрь
 - антициклонический 289
 - циклонический 289
- Частота 47
- Шум „белый“ 88, 102
- „красный“ 155
- Экваториальная ложбина 320–323
- Экстремум
 - абсолютный 113
 - средний 113
 - средний из абсолютных 113
- Эксцентриситет орбиты Земли 187–189
- Эль-Ниньо 353, 354
- Энергоактивные зоны океана 302, 303
- Эргодичность 44
- Эффективность оценки 46
- Явления
 - гололед 134
 - гололедно-изморозевые 133, 134
 - гроза 133
 - метель 133
 - пыльные бури 133

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
В.1. Основные определения предмета и задач климатологии	5
В.2. Краткие сведения по истории климатологии	10
В.3. Обслуживание народного хозяйства климатологическими данными	24
1. Методы климатологической обработки	27
1.1. Задачи климатологической обработки	27
1.2. Формирование климатологических рядов и их контроль	29
1.2.1. Виды климатологических рядов	29
1.2.2. Источники данных для формирования климатологических рядов	31
1.2.3. Контроль качества климатологических рядов	33
1.3. Методы расчета климатических показателей	44
1.3.1. Характеристики, используемые при обработке данных о климате	44
1.3.2. Расчет повторяемостей и эмпирических функций распределения отдельных метеорологических величин	47
1.3.3. Расчет основных климатических показателей	50
1.3.4. Аппроксимация распределений метеорологических величин теоретическими законами	60
1.3.5. Обработка экстремальных характеристик метеорологических величин и явлений	77
1.3.6. Применение теории выбросов к анализу временных рядов	84
1.3.7. Применение корреляционных и спектральных функций в анализе временных рядов	90
1.4. Особенности методики обработки отдельных метеорологических величин	104
1.4.1. Причины различий в методике обработки отдельных величин	104
1.4.2. Температура воздуха	105
1.4.3. Температура почвы	116
1.4.4. Ветер	117
1.4.5. Атмосферное давление	122
1.4.6. Влажность	123
1.4.7. Осадки	124
1.4.8. Снежный покров	128
1.4.9. Облачность	130
1.4.10. Атмосферные явления	132
1.4.11. Гололедно-изморозевые отложения	133
1.4.12. Солнечная радиация и солнечное сияние	135
1.4.13. Комплексы метеорологических величин	137
1.5. Методы изучения изменений климата	140
1.5.1. Изменчивость климата	140
1.5.2. Сложность применения статистических характеристик к изучению изменчивости климата	141
1.5.3. Восстановление однородности рядов метеорологических величин	151
1.5.4. Временная структура метеорологических рядов	154
1.5.5. О временном осреднении метеорологических рядов, содержащих	

периодические составляющие	157
1.5.6. Пространственная структура метеорологических величин	163
1.6. Методы обобщения климатологической информации	165
1.6.1. Методы пространственного осреднения метеорологических полей	165
1.6.2. Методы районирования и классификации метеорологических полей	173
1.6.3. Построение климатических карт	177
2. Основные факторы формирования климата	181
2.1. Климатическая система и климатообразующие факторы	181
2.1.1. Общая характеристика климатической системы	181
2.1.2. Климатообразующие факторы	186
2.2. Энергетические взаимодействия между звеньями климатической системы	195
2.2.1. Поступление солнечной энергии на Землю	195
2.2.2. Радиационный баланс подстилающей поверхности	204
2.2.3. Тепловой баланс подстилающей поверхности	213
2.2.4. Тепловой баланс системы Земля — атмосфера	237
3. Поле температуры и факторы, его определяющие	246
3.1. Географическое распределение и временная изменчивость температуры воздуха на земном шаре	246
3.2. Влияние термических свойств материков и океанов на поле температуры. Океанический (морской) и континентальный типы климатов	254
4. Общая циркуляция атмосферы и океана, рельеф и их климатообразующее значение	263
4.1. Общие понятия об атмосферной циркуляции	263
4.2. Характерные черты преобладающей зональной циркуляции	266
4.2.1. Зональная циркуляция в тропосфере	266
4.2.2. Зональная циркуляция в стратосфере	287
4.2.3. Струйные течения	299
4.3. Циклоническая деятельность, поле давления и циркуляция воздуха у земли	302
4.4. Климатологические фронты	314
4.5. Циркуляция атмосферы в тропической зоне	317
4.5.1. Особенности поля давления	317
4.5.2. Особенности циркуляции воздуха в тропической зоне	323
4.5.3. Тропические циклоны	329
4.6. Муссонная циркуляция	333
4.7. Общая циркуляция океана и ее влияние на климат	340
4.8. Влияние рельефа на климат	354
5. Поля влажности и облачности. Их роль в формировании климата	363
5.1. Пространственно-временное распределение характеристик влажности и осадков	363
5.1.1. Влажность воздуха	363
5.1.2. Осадки	369
5.1.3. Влияние термического режима на климат. Засухи	377
5.2. Влагооборот и его влияние на климат	379
5.2.1. Горизонтальный перенос влаги в атмосфере	380
5.2.2. Влагосодержание атмосферы	388
5.2.3. Влагооборот в атмосфере	392
5.2.4. Полуэмпирическая теория влагооборота	396
5.3. Основные закономерности пространственно-временного распределения облачности	408
6. Классификация климатов	418

6.1. Климатические классификации и районирования	410
6.1.1. Область применения районирования или классификации	411
6.1.2. Цель классификаций и районирований	411
6.1.3. Основной способ решения задач	412
6.1.4. Средства классификаций и районирований	412
6.2. Ботанические классификации	414
6.2.1. Классификация В. Кёппена	414
6.2.2. Ландшафтно-ботаническая классификация Л. С. Берга	419
6.3. Гидрологические классификации климата	422
6.4. Почвенные классификации климата	425
6.5. Генетические классификации климата	434
6.5.1. Классификации, основанные на циркуляционных признаках	435
6.5.2. Классификации, основанные на характеристиках теплового баланса действительной поверхности	443
6.5.3. Принцип увязки ландшафтно-климатических условий с метеороло- гическими показателями	455
7. Мезо- и микроклимат	457
7.1. Понятие о мезо- и микроклимате	457
7.2. Мезоклимат леса	464
7.3. Мезоклимат города	470
7.4. Микроклиматы водоемов и прибрежных территорий	478
7.5. Роль рельефа в формировании мезо- и микроклимата	483
8. Изменения и колебания климата	488
8.1. Изменения климата	488
8.1.2. Источники информации о климатах прошлого	489
8.1.3. Геохронология	493
8.1.4. Влияние орбитальных параметров Земли на климат (астрономическая теория колебаний климата)	498
8.1.5. Изменение состава атмосферы	501
8.1.6. Необратимые изменения орбитальных параметров Земли из-за приливных сил	504
8.1.7. Перемещение материков по земному шару и горообразование	505
8.1.8. Другие климатообразующие факторы	507
8.1.9. Краткий обзор изменений климата в фанерозое	511
8.2. Колебания климата в послеледниковое историческое и настоящее время	515
8.2.1. Климат послеледниковой исторической и современной эпохи	515
8.2.2. Пути воздействия человека на климат и микроклимат	523
8.2.3. Воздействие на радиационный и тепловой режим	525
8.2.4. Покрывание почвы (мульчирование)	526
8.2.5. Изменение характера действительной поверхности	528
8.2.6. Воздействия на ветровой режим и турбулентный обмен	529
8.2.7. Орошение и осушение	535
8.2.8. Создание водохранилищ	539
8.2.9. Урбанизация и мелiorация климата города	542
8.2.10. Изменение состава атмосферы. Аэрозоль, углекислота, малые примеси	550
Список литературы	558
Предметный указатель	562

УЧЕБНИК

**Олег Александрович Дроздов
Виктор Александрович Васильев
Нина Владимировна Кобышева
Александр Николаевич Раевский
Евгения Константиновна Смыканова
Евгений Павлович Школьников**

КЛИМАТОЛОГИЯ

**Редактор В. И. Кузьменко. Художественный редактор Б. А. Демисовский.
Технический редактор Н. П. Морозова. Художник Е. В. Городная.
Корректор Т. В. Алексеева
ИБ № 1720**

Набрано в издательстве на типо-тайпере.

**Подписано в печать 13.06.89. М-17627. Формат 68х90/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 35,5. Кр.-отт. 35,5. Уч.-изд. л. 35,16. Тираж 6500 экз. Индекс МОЛ-80. Заказ 1831 Цена 1 р. 60 к. Заказное.
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография изд-ва „Наука“
189834, Ленинград, В-34, 9-я линия, д. 12**